

**BODENKUNDLICH-SEDIMENTOLOGISCHE  
UNTERSUCHUNGEN ZUM ANTHROPOGEN INDUZIERTEN  
LANDSCHAFTSWANDEL VON KARSTGEBIETEN AM  
BEISPIEL DES SCHLOSSBERGS VON KALLMÜNZ  
(SÜDÖSTLICHE FRÄNKISCHE ALB)**

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Philosophischen Fakultät III  
Geschichte, Gesellschaft und Geographie der Universität Regensburg,

vorgelegt von

Jochen Schmidgall

geb. 23.03.1970 in Heilbronn.

Regensburg, im Januar 2003.

Erstgutachter: Prof. Dr. H. Strunk

Zweitgutachter: Prof. Dr. P. Schauer

## Vorwort des Verfassers

Mein besonderer Dank gilt den Betreuern des Graduiertenkollegs 462/1 „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ (Sprecher Prof. Dr. P. Schauer). Durch die Aufnahme in das Kolleg konnte mir die finanzielle Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) in Form eines Stipendiums zuteil werden.

Zu großem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. H. Strunk für das Überlassen des Themas und die wohlwollende und vielfältige Unterstützung während der Durchführung der Arbeiten verpflichtet.

Desweiteren möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. P. Schauer bedanken. Als Sprecher des Graduiertenkollegs hatte er bezüglich organisatorischer Fragen stets ein offenes Ohr, zudem sei Ihm für die Übernahme des Zweitgutachtens gedankt.

Herrn Prof. Dr. K. Heine und Herrn Prof. Dr. J. Völkel danke ich für die Nutzungsmöglichkeiten des Labors des Lehrstuhls für Physische Geographie bzw. Bodenkunde der Universität Regensburg.

Für wertvolle Beiträge zu dieser Arbeit danke ich Dipl. Biol. Oliver Nelle und Dipl. Geogr. Peter Kühn. Die freundschaftliche Kooperation sowohl im Gelände als auch in Gesprächen hat mir sehr weitergeholfen und zur Lösung von einigen offenen Fragen beigetragen.

Durch intensive Zusammenarbeit im Rahmen von Geländekampagnen und Laborarbeiten sowie der Bereitstellung von Ergebnissen im Rahmen ihrer Diplomarbeit, trugen Barbara Figge und Marion Hilz ebenfalls zum Gelingen dieser Arbeit bei. Dafür möchte ich Ihnen meinen Dank aussprechen.

Für die Einführung in die Welt der Vor- und Frühgeschichte sowie fachliche Hinweise und Anregungen sei allen Mitarbeitern und Studenten am Lehrstuhl für Vor- und Frühgeschichte Regensburg gedankt, die zum Gelingen der Arbeit beitrugen. Erwähnen möchte ich insbesondere Prof. Dr. P. Schauer, PD Dr. M. Rind, MA D. Brennstuhl und MA M. Harnest. Die Durchsicht und ggf. Bestimmung von Artefakten wurde dankenswerter Weise von Dr. U. Putz und M. Harnest durchgeführt.

Bei Herrn Dr. H.-P. Niller und Dipl. Geogr. T. Nuber möchte ich mich für anregende Diskussionen in Büro und Gelände bedanken. Herr Dr. H.-P. Niller zeigte zudem am Fortgang der Arbeit stets großes Interesse und investierte zahlreiche Stunden in die kritische Durchsicht des Manuskripts. Ihm sei dafür herzlich gedankt.

Eine große Freude für mich war die fruchtbare und freundschaftliche Zusammenarbeit der Graduierten. Auch Ihnen möchte ich danken und weiterhin alles Gute wünschen.

Für die tatkräftige Unterstützung der Gelände- und Laborarbeiten gilt mein Dank den studentischen Hilfskräften Hartmut Friedl, Reinhard Wirth und Andreas Zellhuber. Den Laborassistentinnen Barbara Bruckmoser und Tanja Heindl sei an dieser Stelle ebenfalls gedankt.

Ganz besonderer Dank gilt abschließend meinen Eltern, die durch Verständnis und finanzielle Unterstützung ebenfalls zum Gelingen der Arbeit beitrugen. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Regensburg, im Januar 2003

Jochen Schmidgall



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Fragestellung und Zielsetzung	1
1.2	Der interdisziplinäre Ansatz (Vor- und Frühgeschichte; Paläobotanik)	3
1.3	Aufbau der Arbeit	4
<b>2</b>	<b>Stand der Forschung</b>	<b>5</b>
2.1	Geoarchive	5
2.1.1	Böden, Bodenbildungsprozesse, Kolluvien und Auenlehme als Geoarchive	5
2.1.2	Moore und Hülben	9
2.1.3	Wälle, Gruben, Stufenraine	9
2.1.4	Sonstige	10
2.1.5	Sozialgeographische Aspekte der Landschaftsgeschichte	10
2.1.6	Teilzusammenfassung	11
2.2	Rendzinen und Terrae Fuscae als Böden der Kalk- bzw. Dolomitgebiete – Fragen zu Alter und Genese	13
2.2.1	Namen und Begriffe	14
2.2.2	Zum Stand der Deckschichtenforschung in Mittelgebirgs-Karstlandschaften	16
2.2.2.1	Deckschichten in nicht verkarsteten mitteleuropäischen Mittelgebirgen	16
2.2.2.2	Deckschichten in Karstlandschaften und bestehende Defizite	17
2.2.2.3	Zusammenfassung der Deckschichtenproblematik in Karstlandschaften	21
2.2.3	Genese, Bildungsfaktoren und Alter der Terra Fusca in Mitteleuropa	21
2.2.3.1	Lösungsrückstands-Theorien	22
2.2.3.2	Rubefizierung	24
2.2.3.3	Alter	24
2.2.3.4	Allochthone oder autochthone Entstehung	25
2.2.3.5	Stratigraphische Lage	27
2.2.4	Teilzusammenfassung	29
2.3	Bodenerosion in Karstlandschaften	30
2.3.1	Faktorenkonstellationen bzw. Prinzipien bedeutsamer Bodenerosionsprozesse in Karstgebieten	30
2.3.1.1	Pleistozäne Erosion	30
2.3.1.2	Subterrestrische Erosion	31
2.3.1.3	Bodenerosion durch Extremereignisse	32
2.3.1.4	Bodenerosion bei gefrorenem Untergrund	33
2.3.1.5	Bodenabtrag durch plastisches Fließen	33
2.3.1.6	Winderosion	34
2.3.1.7	Zusammenfassung der Faktorenkonstellationen bedeutsamer Bodenerosionsformen und -prozesse in Karstgebieten	34
2.3.2	Beispiele für (vor-) geschichtliche Bodenerosion in Karstgebieten und Bilanzierungen	35
2.4	Geowissenschaftliche Untersuchungen bronzezeitlicher Höhensiedlungen	37
2.4.1	Bogenberg bei Straubing	37
2.4.2	Frauenberg bei Kelheim	39
2.4.3	Domberg bei Freising	41
2.4.4	Teilzusammenfassung	42

<b>3</b>	<b>Naturraum und Landschaftsanalyse</b>	44
3.1	Lage des Untersuchungsgebietes und Übersichtsplan	44
3.1.1	Die Ortsgeschichte von Kallmünz und seinem Umfeld	46
3.2	Geologie	47
3.2.1	Geologische Einordnung des Arbeitsgebietes	48
3.2.2	Faziesverteilung am Schloßberg (und näherer Umgebung)	49
3.2.3	Tektonik	53
3.2.4	Die Karst-Landschaft als Resultat der Wasserlöslichkeit der Malmkalke und -dolomite	53
3.2.4.1	Karsthydrographie und Wassernutzung	53
3.3	Gewässer	55
3.3.1	Entwicklung des Naabtals	55
3.3.2	Entwicklung des Vilstals	56
3.4	Geomorphologie	56
3.4.1	Die morphologische Entwicklung der Fränkischen Alb	56
3.4.2	Petrovarianz und Geomorphologie	57
3.5	Klima	58
3.5.1	Allgemeine Klimabeschreibung	58
3.5.2	Bedeutung des Morphoklimas	59
3.5.2.1	Holozäne Morpho-Klimageschichte und ihr möglicher Einfluss auf die Bodenerosion	60
3.6	Vegetation	62
3.6.1	ursprüngliche Vegetation	62
3.6.2	Potenzielle natürliche Vegetation (pnV)	63
3.6.3	Aktuelle Vegetation	64
3.7.	Überlegungen zu Schutz und Erhaltung historischer Kulturlandschaften	66
<b>4</b>	<b>Methodik</b>	68
4.1	Auswahl der Untersuchungsstandorte	68
4.2	Geländearbeit	69
4.2.1	Bodenkundlich-sedimentologische Aufnahmen	69
4.2.2	Geomorphologische Aufnahmen	71
4.2.3	Paläobotanische Aufnahmen	71
4.3	Bodenkundliche Labormethoden	72
4.3.1	Bodenphysikalische Analysen	72
4.3.1.1	Korngrößenanalyse	72
4.3.1.2	Lagerungsdichte korrelater Sedimente	72
4.3.2	Bodenchemische Analysen	73
4.3.2.1	Bestimmung des Karbonatgehaltes	73
4.3.2.2	Bestimmung des pH-Wertes (CaCl <sub>2</sub> )	74
4.3.2.3	Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (C <sub>org</sub> )	74
Exkurs:	Der Beitrag von pyrogenem Kohlenstoff zur organischen Substanz (SOM) in Bodenbildungshorizonten	75
4.3.2.4	Bestimmung von Schwermetall- bzw. Spurenelementgehalten (Pb, Zn, Cu, Co, Cr, Ni, Fe, Al, Mn)	77
4.3.2.5	Bestimmung der Elementfraktionen von Al, Fe, Mn	77
4.3.3	Mikromorphologische Untersuchungen	78
4.3.4	Tonmineralogische Untersuchungen	79

4.4	Paläobotanische Methoden.....	80
4.4.1	Pollenanalysen.....	80
4.4.2	Holzkohleanalysen .....	82
4.5	Datierungen .....	83
4.5.1	Holz und Holzkohle.....	83
4.5.2	Keramik und Artefakte .....	84
<b>5</b>	<b>Ergebnisse .....</b>	<b>85</b>
5.1	Anthropogene Morphologie und agrarmorphologischer Formenschatz .....	85
5.1.1	Einführung und Bedeutung der Formen als bzw. auf Archive .....	85
5.1.2	Beschreibung und Kartierung der Formen und ihre Lage im Untersuchungsgebiet .....	87
5.1.2.1	Stufenraine .....	87
5.1.2.2	Lesesteinwälle .....	88
5.1.2.3	Kulturwechselstufen.....	89
5.1.3	Zusammenfassung und Altersstellung der anthropogenen Formen .....	89
5.2	Die stratigrafische Einordnung von Schichtgliedern am Schloßberg .....	90
5.2.1.	Tonmineralanalysen .....	90
5.2.1.1	Befunde .....	90
5.2.1.2	Zusammenfassung und Diskussion der Tonmineralogie .....	96
5.2.2	Mikromorphologische Untersuchungen .....	98
5.2.2.1	Beschreibung und Mikromorphogenese PG 1 .....	98
5.2.2.2	Beschreibung und Mikromorphogenese PG 4 .....	101
5.2.2.3	Beschreibung und Mikromorphogenese PG 51 .....	102
5.2.2.4	Zusammenfassung der Mikromorphologie .....	103
5.2.3	Einregelungsmessungen (Sitogramme) .....	104
5.2.4	Zusammenfassende stratigrafische Einordnung von Schichtgliedern des Untersuchungsgebietes .....	106
5.2.4.1	Schematisierte stratigrafische Gliederung.....	106
5.2.4.1.1	Dolomit und Dolomitasche .....	107
5.2.4.1.2	Fließerden (periglaziale Deckschichten).....	107
5.2.4.1.3	Terrae Fuscae .....	108
5.2.4.1.4	Eigenheiten und Genese der BvT-Horizonte am Schloßberg von Kallmünz....	109
5.2.4.1.5	Kolluvien.....	112
5.2.4.1.6	Hortisole .....	112
5.2.4.1.7	Auenstratigrafie / Schwarzer Auenboden .....	113
5.3	Beschreibung der Catenen der Einzugsgebiete A - E und ihrer wichtigsten Bodenprofile.....	115
5.3.1	Einzugsgebiet A (Catena A-A') .....	115
5.3.1.1	Oberhang (Plateau).....	117
5.3.1.2	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang.....	129
5.3.1.3	Graben und Wall .....	131
5.3.1.3.1	Graben (RKS 11 bis 13 und 234 bis 238) .....	131
5.3.1.3.2	Wall .....	135
5.3.1.3.3	Zusammenfassung der Befunde an Graben und Wall.....	137
5.3.1.4	Unterhang (Vilsaue 1 - 15).....	138
5.3.1.5	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang.....	145
5.3.1.6	Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet A .....	147

5.3.2	Einzugsgebiet B.....	150
5.3.2.1	Catena B 1 .....	150
5.3.2.2	Catena B 2 .....	155
5.3.2.3	Gebiet B 3 .....	160
5.3.2.4	Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet B .....	163
5.3.3	Einzugsgebiet C (Catena C - C') .....	165
5.3.3.1	Oberhang .....	165
5.3.3.2	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang .....	171
5.3.3.3	Unterhang .....	172
5.3.3.4	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang .....	176
5.3.3.4	Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet C .....	176
5.3.4	Einzugsgebiet D (Catena D - D') .....	179
5.3.4.1	Oberhang .....	180
5.3.4.2	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang .....	185
5.3.4.3	Unterhang Einzugsgebiet D (Vilstal bei Traidendorf) .....	186
5.3.4.4	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang .....	193
5.3.4.5	Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet D .....	195
5.3.5	Einzugsgebiet E (Catena E -E') .....	196
5.3.5.1	Oberhang .....	196
5.3.5.2	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang .....	199
5.3.5.3	Unterhang (VAT 56 - 53) .....	200
5.3.5.4	Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang .....	203
5.3.6	Zusammenfassung und Diskussion der Einzugsgebiete A - E und ihrer Boden- und Sedimentverhältnisse .....	204
5.3.6.1	Die rezenten Böden und ihre Verbreitung am Schloßberg Kallmünz .....	205
5.3.7	Rekonstruktion des präneolithischen Bodenbildes und bodenökologische Ackerbaueignung .....	206
5.4.	Bilanzierung vorgeschichtlicher Bodenerosion am Schloßberg Kallmünz .....	211
5.4.1	Gesamt-Bilanzierung .....	211
5.4.2	Bilanzierung anhand PG 8 .....	213
5.4.3	Interpretation und Zusammenfassung .....	216
5.5	Ergebnisse zu Prinzipien der Karsterosion .....	219
5.5.1	Formenkonvergenz anhand der Verfüllung von Dolinen (PG8 / RKS 212) .....	219
5.5.2	Bodenerosion in Karstgebieten durch Extremereignisse (August 1982) .....	220
5.5.3	Zusammenfassung des Ereignisses am 04. August 1982 .....	224
5.5.4	Das Hochwasser-Ereignis vom Dezember 1993 .....	225
5.5.5	Zusammenfassung der Ergebnisse zu Prinzipien der Karsterosion .....	228
5.6	Schwermetalluntersuchungen .....	230
5.6.1	historische Grundlagen .....	230
5.6.1.1	historische Belege für Bergbautätigkeit im Raum um Kallmünz .....	232
5.6.2	Schwermetalle auf dem Schloßberg-Plateau .....	234
5.6.2.1	Zusammenfassung der Befunde auf dem Plateau .....	238
5.6.3	Schwermetalle in Naab- und Vilssedimenten .....	239
5.6.3.1	Zusammenfassung der Befunde in den Auensedimenten .....	246
5.6.4	Zusammenfassung der Schwermetalluntersuchungen im Raum Kallmünz .....	247
5.7	Ergebnisse der paläobotanischen Untersuchungen .....	249
5.7.1	Ein räumliches Muster .....	249
5.7.2	Der Wandel der Landschaft .....	250
5.7.2.1	Atlantikum/Subboreal (Neolithikum/Bronzezeit) .....	251

5.7.2.2	Subboreal/Subatlantikum (Bronzezeit/Eisenzeit) .....	251
5.7.2.3	Hallstatt- und Latène-Zeit .....	252
5.7.2.4	Mittel- bis Spätes Subatlantikum (Römische Kaiserzeit/Mittelalter) .....	253
5.7.2.5	Mittelalter .....	253
5.7.2.6	Neuzeit .....	253
5.7.3	Fazit der paläobotanischen Untersuchungen .....	255
<b>6</b>	<b>Ausblick</b> .....	<b>256</b>
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>258</b>
7.1	Geowissenschaftlich-paläoökologische Forschungen in Karstgebieten .....	258
7.2	Zusammenfassung des anthropogenen Landschaftswandels am Schloßberg und Umgebung .....	260
<b>8</b>	<b>Literaturverzeichnis</b> .....	<b>267</b>
Anhang	.....	292
Dokumentation	.....	318

## Abbildungsverzeichnis

<b>Abb. 1:</b>	Die Geowissenschaften am Schloßberg im interdisziplinären Forschungsverband .....	3
<b>Abb. 2:</b>	Aufgliederung der oberflächennahen Lehmakkumulation nach holozänem und pleistozänem Bildungsanteil .....	18
<b>Abb. 3:</b>	Beispiele für verschiedene stratigraphische Positionen der BvT-Horizonte.....	28
<b>Abb. 4:</b>	Faktorenkonstellationen bedeutsamer Bodenerosionsformen und –prozesse in Karstgebieten .....	35
<b>Abb. 5:</b>	Lage des Untersuchungsgebietes im Umfeld seiner naturräumlichen Einheiten	44
<b>Abb. 6:</b>	Topographischer Übersichtsplan des Schloßbergs und Umgebung .....	45
<b>Abb. 7:</b>	Geologische Übersichtskarte von Kallmünz und Umgebung .....	49
<b>Abb. 8:</b>	Schloßberg Kallmünz, Westansicht mit geolog. Einteilung und Erklärung .....	50
<b>Abb. 9:</b>	Geologisches Westprofil mit Lage des inneren Befestigungswalls .....	52
<b>Abb. 10:</b>	Verzahnung von tafelbankigem Biostromdolomit mit Riffdolomit .....	52
<b>Abb. 11:</b>	Perioden bzw. Phasen der mitteleuropäischen Vorgeschichte mit höherer..... Wahrscheinlichkeit für das Auftreten erosiver Niederschläge.....	61
<b>Abb. 12:</b>	Karte der anthropogenen morphologischen Formen auf dem Schloßberg.....	86
<b>Abb. 13:</b>	Schematisierte Genese von Stufenrainen .....	88
<b>Abb. 14a:</b>	Diffraktogramme ausgewählter Schichtglieder des Profils PG 1 .....	93
<b>Abb. 14b:</b>	Diffraktogramme ausgewählter Schichtglieder des Profils PG 51 .....	94
<b>Abb. 14c:</b>	Diffraktogramme ausgewählter Schichtglieder der Profile PG4 / PG8 / PG57 ..	95
<b>Abb. 15:</b>	Situgramme von Fließerden im Vergleich zu anderen Schichtgliedern.....	105
<b>Abb. 16:</b>	schematisierte stratigrafische Gliederung der Böden am Schloßberg.....	107
<b>Abb. 17:</b>	Detaillkarte Einzugsgebiet A.....	116
<b>Abb. 18:</b>	Laboranalytische Standardwerte der rAp-Horizonte PG 5 und PG 7 .....	118
<b>Abb. 19:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 4 .....	119
<b>Abb. 20:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 3 .....	119
<b>Abb. 21:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 2 .....	120
<b>Abb. 22:</b>	Zeichnung und Profilbeschreibung Profilgrube PG 1 .....	121
<b>Abb. 23:</b>	Laboranalytische Standardwerte Profilgrube 1 .....	123
<b>Abb. 24:</b>	Zeichnung und Profilbeschreibung PG 8 West-Profil.....	124
<b>Abb. 25:</b>	Zeichnung und Profilbeschreibung PG8 W4 (mit Datierungen).....	125
<b>Abb. 26:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG8 W4 .....	126
<b>Abb. 27:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 8-W2,5 .....	127
<b>Abb. 28:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG8 W1 .....	128
<b>Abb. 29:</b>	Laboranalytische Standardwerte RKS 287 .....	128
<b>Abb. 30:</b>	Laboranalytische Standardwerte RKS 236 .....	132
<b>Abb. 31:</b>	Zeichnung und Profilbeschreibung RKS 236.....	133
<b>Abb. 32:</b>	Laboranalytische Standardwerte RKS 11 .....	134
<b>Abb. 33:</b>	Laboranalytische Standardwerte Wall-Schnitt links (ost).....	135
<b>Abb. 34:</b>	Laboranalytische Standardwerte Wall-Schnitt rechts (west) .....	135
<b>Abb. 35:</b>	Laboranalytische Standardwerte Ah auf Wall.....	136
<b>Abb. 36:</b>	Laboranalytische Standardwerte Ah unter Wall .....	137
<b>Abb. 37:</b>	Laboranalytische Standardwerte (PG) VA 1 .....	139
<b>Abb. 38:</b>	Zeichnung des Profils (PG) VA 1 .....	140
<b>Abb. 39:</b>	Laboranalytische Standardwerte VA 4 .....	143
<b>Abb. 40:</b>	Laboranalytische Standardwerte VA 5 .....	144
<b>Abb. 41:</b>	Laboranalytische Standardwerte VA 8 .....	144

<b>Abb. 42:</b>	Schnitt Vilsaue 1-15.....	146
<b>Abb. 43:</b>	Schnitt Catena A - A' .....	147
<b>Abb. 44:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 301.....	151
<b>Abb. 45:</b>	Zeichnung des Profils PG 301 .....	152
<b>Abb. 46:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 306.....	154
<b>Abb. 47:</b>	Schnitt Catena B1: Burg - Wall .....	155
<b>Abb. 48:</b>	Laboranalytische Standardwerte RKS 38 .....	156
<b>Abb. 49:</b>	Zeichnung des Profils RKS 38.....	157
<b>Abb. 50:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 303.....	158
<b>Abb. 51:</b>	Zeichnung des Profils PG 303 .....	159
<b>Abb. 52:</b>	Schnitt Catena B2 .....	160
<b>Abb. 53:</b>	Schnitt Catena B 3 .....	161
<b>Abb. 54:</b>	Laboranalytische Standardwerte H 0 .....	162
<b>Abb. 55:</b>	Laboranalytische Standardwerte H 1 .....	162
<b>Abb. 56:</b>	Detaillkarte Gebiet C .....	166
<b>Abb. 57:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG C 4.....	167
<b>Abb. 58:</b>	Zeichnung von Profil PG C 4 .....	168
<b>Abb. 59:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 11.....	169
<b>Abb. 60:</b>	Zeichnung des Profils PG 11 (Stufenrain).....	170
<b>Abb. 61:</b>	Schnitt Catena C Oberhang.....	171
<b>Abb. 62:</b>	Laboranalytische Standardwerte NA 4 .....	173
<b>Abb. 63:</b>	Laboranalytische Standardwerte NA 3 .....	174
<b>Abb. 64:</b>	Laboranalytische Standardwerte Profil NA 2.....	175
<b>Abb. 65:</b>	Schnitt Naabhang - Naabaue Gebiet C .....	176
<b>Abb. 66:</b>	Schnitt Catena C-C' .....	177
<b>Abb. 67:</b>	Detaillkarte Einzugsgebietes D.....	180
<b>Abb. 68:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 57.....	181
<b>Abb. 69:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 56.....	182
<b>Abb. 70:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 51.....	183
<b>Abb. 71:</b>	Laboranalytische Standardwerte PG 50.....	184
<b>Abb. 72:</b>	Laboranalytische Standardwerte Td H .....	184
<b>Abb. 73:</b>	Schnitt Catena D Oberhang .....	185
<b>Abb. 74:</b>	Laboranalytische Standardwerte VA 23 .....	187
<b>Abb. 75:</b>	Zeichnung des Profils VA 23.....	189
<b>Abb. 76:</b>	Laboranalytische Standardwerte VA 25 .....	191
<b>Abb. 77:</b>	Laboranalytische Standardwerte VA 26.....	192
<b>Abb. 78:</b>	Schnitt kolluvialer Schwemmfächer – Vilsaue, Einzugsgebiet D .....	193
<b>Abb. 79:</b>	Schnitt Catena D - D' .....	195
<b>Abb. 80:</b>	Detaillkarte des Einzugsgebietes E .....	197
<b>Abb. 81:</b>	Laboranalytische Standardwerte VAT 42.....	198
<b>Abb. 82:</b>	Schnitt Catena E Oberhang.....	200
<b>Abb. 83:</b>	Laboranalytische Standardwerte VAT 56.....	201
<b>Abb. 84:</b>	Laboranalytische Standardwerte VAT 54.....	202
<b>Abb. 85:</b>	Laboranalytische Standardwerte VAT 53.....	202
<b>Abb. 86:</b>	Schnitt Catena E - Übergang zur Vilsaue .....	203
<b>Abb. 87a:</b>	Verbreitungskarte der rezenten Böden und Sedimente am südlichen Bereich des Schloßbergs von Kallmünz und Umgebung.....	207

<b>Abb. 87b:</b>	Verbreitungskarte der rezenten Böden und Sedimente am nördlichen Bereich des Schloßbergs von Kallmünz und Umgebung .....	208
<b>Abb. 88:</b>	Lage und zeitliche Stellung der Kolluvien am Schloßberg von Kallmünz .....	209
<b>Abb. 89:</b>	Vorschlag eines schematisierten präneolithischen Bodenbildes .....	210
<b>Abb. 90:</b>	kolluviale Ablagerungsbilanz anhand Profilgrube PG 8 .....	215
<b>Abb. 91:</b>	Erosionsbilanz anhand Profilgrube PG 8 und ihrem Einzugsgebiet .....	217
<b>Abb. 92:</b>	Formenkonvergenz von PG 8 und RKS 212 .....	219
<b>Abb. 93:</b>	Tägliche Niederschlagssummen für die Station Kallmünz, Juni bis September, Jahre 1982 bis 1984 .....	221
<b>Abb. 94:</b>	Abfluss-Ganglinien der Naab, Pegel Heitzenhofen Juli bis Oktober 1982 .....	223
<b>Abb. 95:</b>	Abfluss-Pegel Dietldorf (Vils) .....	223
<b>Abb. 96:</b>	Abfluss-Ganglinien Heitzenhofen, Winter und Frühjahr 1993/94 .....	226
<b>Abb. 97:</b>	Oberflächen Wasserstand Dietldorf, Winter und Frühjahr 1993/94 .....	226
<b>Abb. 98:</b>	Grundwasserstand-Einzelwerte, Messstelle Hohenfels, Winter – Frühjahr 1993/94 .....	227
<b>Abb. 99:</b>	Grundwasserstand-Einzelwerte, Messstelle Holzheim am Forst, Winter - Frühjahr 1993/94 .....	227
<b>Abb. 100:</b>	Detail-Karte des Kallmünzer Gebietes, ca. 2 km östlich Kallmünz, um 1599 .....	234
<b>Abb. 101:</b>	Schwermetall-Totalgehalte H 0 .....	235
<b>Abb. 102:</b>	Schwermetall-Totalgehalte PG 1 .....	236
<b>Abb. 103:</b>	Schwermetall-Totalgehalte PG 51 .....	237
<b>Abb. 104:</b>	Schwermetall-Totalgehalte PG 8 W4 .....	238
<b>Abb. 105:</b>	Schwermetall-Totalgehalte VA 1 .....	240
<b>Abb. 106:</b>	Schwermetall-Totalgehalte VA 8 (links) .....	241
<b>Abb. 107:</b>	Eisen-Fractionen VA 8 (rechts) .....	241
<b>Abb. 108:</b>	Schwermetall-Totalgehalte VA 23 .....	242
<b>Abb. 109:</b>	Schwermetall-Totalgehalte VA 25 .....	243
<b>Abb. 110:</b>	Schwermetall-Totalgehalte VAT 54 .....	244
<b>Abb. 111:</b>	Schwermetall-Totalgehalte NA 2 (links) .....	245
<b>Abb. 112:</b>	Eisen-Fractionen NA 2 (rechts) .....	245
<b>Abb. 113:</b>	Lage der Probestellen für Pollen- und Holzkohleanalyse und Ergebnisse der Holzkohleanalyse .....	250
<b>Abb. 114:</b>	PG VA 1: Stratigrafie und Holzkohleanteile je 10 cm Kolluvienschicht .....	252
<b>Abb. 115:</b>	Ergebnisse der Pollenanalysen vom Schloßberg Kallmünz und Umfeld .....	254
<b>Abb. 116:</b>	Zusammenfassende Einschätzung zum Wirkungsgefüge karsttypischer Besonderheiten auf geoarchivalisch-paläoökologische Forschungen .....	259
<b>Abb. 117:</b>	Zusammenfassende Darstellung des Landschaftswandels in der Umgebung von Kallmünz anhand verschiedener Kenngrößen .....	265



## Tabellenverzeichnis

<b>Tab. 1:</b> Aspekte der Landnutzung in den vorgeschichtlichen Epochen Mitteleuropas.....	11
<b>Tab. 2:</b> Vergleich der (möglicherweise) zu erwartenden paläoökosystemaren Geoarchive am Schloßberg Kallmünz und seinem Umfeld.....	12
<b>Tab. 3:</b> Doppeldeutigkeit und exakte Verwendung der Begriffe autochthon und allochthon .....	26
<b>Tab. 4:</b> Langjährige Mittel (1951 - 1980) der Niederschläge der Messstationen Kallmünz, Regensburg, Schwandorf und Parsberg.....	58
<b>Tab. 5:</b> Potenzielle natürliche Vegetation der Malm-Frankenalb im nördlichen Regensburger Raum .....	64
<b>Tab. 6:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen an Holzkohlen aus den BvT-Horizonten des Schloßbergs Kallmünz .....	109
<b>Tab. 7:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen Profilgrube 1.....	121
<b>Tab. 8:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen von Holzkohlen aus Kolluvien von PG 8.....	125
<b>Tab. 9:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen aus Profil RKS 236 .....	134
<b>Tab. 10:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen VA 1 und Nachdatierungen PGVA 1 .....	141
<b>Tab. 11:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen PG 301.....	153
<b>Tab. 12:</b> <sup>14</sup> C-Datierung von Holzkohle aus RKS 38.....	157
<b>Tab. 13:</b> <sup>14</sup> C-Datierung von Holzkohle aus PG 303 .....	159
<b>Tab. 14:</b> <sup>14</sup> C-Datierungen von Holzkohlen aus PG C 4 .....	168
<b>Tab. 15:</b> <sup>14</sup> C-Datierung von Holzkohlen aus PG 11 .....	170
<b>Tab. 16:</b> Ergebnisse der <sup>14</sup> C-Datierungen aus VA 23 .....	189
<b>Tab. 17:</b> Sedimentationsberechnungen für PG 8 .....	214
<b>Tab. 18:</b> Erosionsbilanz für PG 8.....	214
<b>Tab. 19:</b> Schwermetallgehalte von Böden auf Karbonatgesteinen in Bayern .....	239
<b>Tab. 20:</b> SM-Gehalte der Naabsedimente und Durchschnitt fluviatiler Sedimente in Deutschland; .....	247
<b>Tab.21:</b> Der Mensch als Landschaftsgestalter im Umfeld von Kallmünz .....	261

# 1 Einleitung

Die Untersuchungen am Kallmünzer Schloßberg und Umgebung sind im Rahmen des interdisziplinären Graduiertenkollegs „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ an der Universität Regensburg durchgeführt worden (DFG-Graduiertenkolleg 462/1). Dieses ist in vier unterschiedliche Projektbereiche aufgeteilt, wobei vorliegende Untersuchung dem Projektbereich A: „Paläoökologisch-archäologische Forschungen in und um Höhenbefestigungen als Zentren temporärer Herrschaftsbildung während der jüngeren Bronzezeit (spätes 2. - frühes 1. Jahrtausend v. Chr. Geburt)“ angehört (vgl. SCHAUER 2001).

## 1.1 Fragestellung und Zielsetzung:

In Mitteleuropa kam es zu Beginn der Nacheiszeit zu einer mehrere Jahrtausende dauernden geomorphodynamischen Stabilitätsphase mit Wiederbewaldung und allmählicher Vegetationsverdichtung sowie intensiver Bodenbildung (BORK 1988; BORK et al. 1998; JACOMET & KREUZ 1999). Seit dem Neolithikum nimmt jedoch der Eingriff des Menschen in seine Umwelt drastisch zu und die natürlichen Abläufe mitteleuropäischer Naturräume werden durch „quasinatürliche Prozesse“ (MORTENSEN 1954/55) und künstliche Prozesse überlagert, verstärkt oder retardiert.

In bestimmten Phasen der mitteleuropäischen Vorgeschichte wurden, insbesondere während der Bronze- und Urnenfelderzeit, immer wieder Siedlungen auf exponierten Höhen errichtet. Auch der Schloßberg von Kallmünz gehört mit seiner nahezu ca. 50 ha großen Innenfläche zu den wichtigsten und bedeutendsten befestigten Höhensiedlungen der Vorgeschichte im bayerischen Raum (STROH 1975), der allerdings auch in anderen Kulturphasen besiedelt war. Er wurde als ein Untersuchungsobjekt ausgewählt, an dem mehr als 4000 Jahre intensiver Wechselwirkung Mensch - Umwelt stattgefunden haben. Trotz dieser, bislang überwiegend auf archäologischen Untersuchungen basierenden Kenntnisse, kann seine jüngere Landschaftsgeschichte als relativ unbekannt bezeichnet werden. Dieser widmet sich vorliegende Arbeit.

Landschaftsgeschichtliche, paläoökologische und bodenkundliche Forschung erfolgt vor allem über eine Auswertung von geeigneten Geoarchiven. Zunächst muss der Ist-Zustand inventarisiert und dokumentiert werden (z.B. Bodenzustandsveränderungen, wie Heterogenisierung, Erosion, Akkumulation), um anschließend gegen rekonstruierte, ökosystemare Kenngrößen ungestörter, nativer Verhältnisse abgeglichen werden zu können (z.B. native, ursprüngliche Bodentypen, Maximalmächtigkeiten). Dabei sollen möglichst hochauflösende Aussagen über Art und Dauer des Landschaftswandels während bestimmter Zeitscheiben und insbesondere das Ausmaß des anthropogenen Einflusses rekonstruiert werden. Denn neben raum-zeitlichen Aussagen gilt es immer auch Fragen der Quantifizierung der Veränderungen ins Blickfeld zu rücken. Diese stellen meist jedoch die schwierigsten Aufgaben dar (vgl. z. B. WUNDERLICH 2001). Die Erfassung des Wandels und die Quantifizierung des „anthropogenen Signals“ in den umweltverändernden Prozessen anhand geeigneter Geoarchive ist somit das Ziel der Untersuchung.

Seit mehreren Jahrhunderten schon existieren mannigfaltig Diskussionen über Interpretationen und Gewichtung von Faktoren in dem Interaktionsfeld Mensch - Umwelt und somit ihr Einfluss, sowohl auf die Landschafts- wie auch die soziokulturelle Entwicklung<sup>1</sup>.

In diesem Zusammenhang wird fächerübergreifend diskutiert, inwieweit sich der vorgeschichtliche Mensch bereits über die Umwelt und ihre Naturfaktoren hinwegsetzen konnte und von ihnen „unabhängig“ war, durch diese eher in seinem Tun determiniert wurde (SMOLLA 1954; KOSSACK 1995b; LÜNING 1997; JOCKENHÖVEL 1998), oder sich durch gravierende Eingriffe in den natürlichen Haushalt sogar selbst die Lebensgrundlage entzog (HEINE et al. 1997).

Genannt seien beispielsweise die in der „Steppenheidentheorie“ zusammengeführten Vorstellungen von GRADMANN (1950), die jedoch bereits mehrfach widerlegt wurden (FILZER 1952; LINKE 1977; KÜSTER 1998).

Weiterhin seien neben zahlreichen Werken die sich seit Jahrhunderten mit diesem Themenkreis beschäftigen (vgl. SIEBERT 1955 a & b; TICHY 1960; SCHMIDTHÜSEN 1964; TREPL 1994), stellvertretend nur zwei wegweisende Arbeiten aus der deutschen geographischen Forschungsgeschichte genannt:

Auch das Hauptinteresse von RATZEL (1909) galt dem Verhältnis Mensch - Natur. Der Mensch folgt nach seiner Vorstellung des „Geodeterminismus“ dem durch die Natur vorgezeichneten Programm, den „Geboten seines Bodens“. Gemäß der Grundthesen des Geodeterminismus sind alle menschlichen Kulturen und Gesellschaften als Ausdrucksformen natürlicher Bedingungen anzusehen und ursächlich auf diese zurückzuführen. Die Natur wird zur Determinante menschlichen Handelns erhoben.

Nach dem zweiten Weltkrieg wird dann durch einen konsequenzreichen Vortrag von BOBEK (1948) eine neue Richtung, weg vom geodeterministischen Denken eingeleitet. So fordert BOBEK eine stärkere Betonung der Sozialgeographie auch in der Landschaftsforschung, eine Zuwendung zu den menschlichen Aktivitäten und ihren soziokulturellen Hintergründen. Er postuliert den Geofaktor „Anthroposphäre“. Dies kann als die Begründung der sozialwissenschaftlichen Landschaftsforschung der Geographie angesehen werden, die bis in die Gegenwart hineinreicht (WERLEN 2000: 114). Vor BOBEK hat sich die Geographie zu lange auf die Anpassung der Menschen an die Naturgegebenheiten beschränkt, ohne dass der Primat der sozialen Kräfte erkannt worden war (WERLEN 2000: 140).

Vor diesem Hintergrund rücken damit auch in dieser Arbeit viele Fragen über sozioökonomische und soziokulturelle Entwicklung als Aspekte von hohem Interesse ins Blickfeld. Denn die physisch-geographischen Gegebenheiten (Klimaverhältnisse, Böden, Reliefeigenschaften, Vegetation) stellen die Rahmenbedingungen für menschliche Inwertsetzung. Diese hinterlässt jedoch Spuren und ruft Veränderungen hervor, durch die die Gesellschaft ihrerseits wiederum Beeinflussung und Veränderung erfährt. Eine Abhängigkeit der Bevölkerung von sozioökonomischen und ökologischen Bedingungen und umgekehrt muss angenommen werden (JÄGER 1987: 135). Diese Aspekte sollten bzw.

---

<sup>1</sup> Eine detaillierte Forschungsgeschichte zum Wechselwirkung zwischen Mensch und Umwelt stellt GOUDIE (2000) vor. Im 18.Jh wird der französische Naturforscher Graf von Buffon als erster westlicher Wissenschaftler genannt, der sich bereits direkt und eingehend mit menschlichen Einwirkungen auf die Umwelt befasste. Neben zahlreichen anderen wird mit „Man and Nature“ (MARSH 1864) erstmals ein Buch vorgelegt, das an eine systematische Erfassung des anthropogenen Faktors im Prozessgefüge „Mensch - Umwelt“ herangeht (GOUDIE 2000: 5).

müssen deshalb im verstärkt interdisziplinären Ansatz abgefangen werden (MÄCKEL 1998a: 22, SCHAUER 2001; s. Abb. 1).

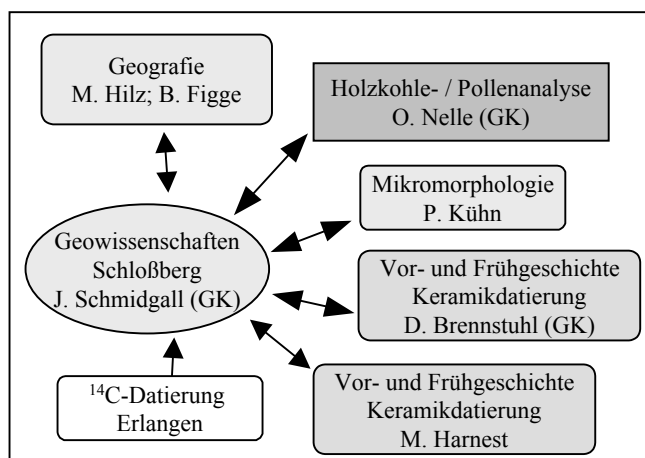
Die vorliegende Arbeit soll somit als ein Baustein zum komplexen Bereich Mensch – Umwelt-Wechselbeziehung, mit interdisziplinärem Ansatz, lokalem Bezug und starker Betonung der (prä-) historischen Dimension beitragen.

## 1.2 Der interdisziplinäre Ansatz (Vor- und Frühgeschichte; Paläobotanik)

Die Untersuchungen am Schloßberg Kallmünz finden auf prähistorisch bedeutsamem Terrain statt. Die Wechselwirkung Mensch - Umwelt stellt gerade dort ein äußerst vielgestaltiges Thema dar. Die Zielsetzung verlangt eine intensive interdisziplinäre Zusammenarbeit unter anderem mit Archäobotanik und Ur- und Frühgeschichte. Eine interdisziplinäre Herangehensweise wird längst gefordert (z. B. KOSSACK 1995a; NADLER & HILGART 1999). Dabei geht es nicht nur um die Bestimmung von Artefakten für die stratigraphische Einordnung, sondern auch um die Rekonstruktion der Umweltbedingungen und der Lebensweise der Menschen.

Im Rahmen des Graduiertenkollegs konnten Naturwissenschaften (Physische Geographie, Bodenkunde, Botanik) und Geisteswissenschaften (Vor- und Frühgeschichte, Geschichte) an gemeinsam ausgewählten Forschungsobjekten im Gelände und Labor fächerübergreifend zusammengeführt werden. Die Arbeit der einzelnen Forschergruppen unter gemeinsam festgelegten Fragestellungen an das Forschungsobjekt im Gelände förderte die Teamarbeit zielführend und vernetzte sowohl Thematik als auch methodische Durchführung.

Wertvolle Unterstützung erhielt vorliegende Arbeit durch Untersuchungen im Rahmen zweier Diplomarbeiten (M. Hilz, B. Figge), von Seiten der Botanik (O. Nelle), der Vor- und Frühgeschichte (D. Brennstuhl, M. Harnest) sowie durch mikromorphologische Untersuchungen (P. Kühn). Durch eine Kombination der Erkenntnisse konnte aber auch jede der Disziplinen selbst, in einer Art Nutzenverschränkung, für sich selbst Gewinne erzielen (s. Abb. 1).



**Abbildung 1:** Die Geowissenschaften am Schloßberg im interdisziplinären Forschungsverband (GK = Graduiertenkolleg)

### 1.3 Aufbau der Arbeit

Im Kapitel „Stand der Forschung“ wird vor allem auf die geowissenschaftlichen Archive Böden, Kolluvien und Auenlehme als erwartbare Archive abgehoben, da sie die Hauptuntersuchungsobjekte darstellen. Sie wurden in den letzten Jahren, vor allem aus klassischen Lössgebieten, mehrfach und ausführlich vorgestellt (BORK et al. 1998; NILLER 1998) und werden deshalb nur stichpunktartig behandelt (Kapitel 2.1). Als diesbezüglich weniger gut untersucht haben sich hingegen Karstlandschaften herausgestellt. So zeigten sich bereits bei den Fragen zu Böden und Bodenentwicklung zahlreiche unterschiedliche Auffassungen (Kapitel 2.2). Desweiteren können auch Berichte über Bodenerosion und ihre Prozesse, insbesondere prähistorischer Art, in verkarsteten Mittelgebirgen als Ausnahme gelten (Kapitel 2.3). Deshalb wurden eigene Kapitel den geowissenschaftlichen Forschungen an bronzezeitlichen Höhensiedlungen sowie speziell dem derzeitigen Forschungsstand der Geschichte von Kallmünz gewidmet (Kapitel 2.4 und 2.5).

Nach den Kapiteln über Naturraum und Methodik folgt in Kapitel 5 die Darstellung der Ergebnisse.

Aufgrund der Vielzahl der angeschnittenen Themenfelder wurde eine themengebundene Darstellung gewählt. Bei der Beschreibung eines Bodenprofils werden deshalb nicht alle gewonnenen Daten und Ergebnisse chronologisch hintereinander abgehandelt. Vielmehr werden Teilergebnisse von Profilen mit mehrfacher Bedeutung für verschiedene Themen jeweils in diese Kapitel ausgelagert. Im zentralen Teil der Profilbeschreibungen (Kapitel 5.3) können dann Lage, Profilaufbau und -beschreibung, Datierung sowie Standardanalytik „nachgeschlagen“ werden.

Zuvor jedoch wird in Kapitel 5.1 eine Vorstellung des anthropogenetischen Formenschatzes vorgenommen, mit dem die Verbreitung von Bodentypen in engem kausalem Zusammenhang steht. Da zunächst eine klare Zuordnung einzelner Schichtglieder nicht ohne weiteres möglich war und um eine Diskussion aus den Profilbeschreibungen herauszunehmen und diese einfacher lesbar zu machen, wird in Kapitel 5.2 eine Beschreibung und diagnostische Einordnung der am Schloßberg vorkommenden Böden und ihrer Schichtglieder zentral vorgenommen. Diese stehen in Zusammenhang mit den dort behandelten Untersuchungsmethoden (Tonmineralogie, Mikromorphologie, Situmetrie).

Mit diesen zwei vorangestellten, grundlegenden Kapiteln stellt dann Kapitel 5.3 sicherlich die zentrale Ausgangsbasis dar, in der die wichtigsten Profile detailliert, aber rein deskriptiv und nach Einzugsgebieten getrennt vorgestellt werden. Kurze Teilzusammenfassungen versuchen anschließend die Profile zu deuten und in Verbindung zu bringen.

Ergebnisse von Bilanzierungen vorgeschichtlicher Bodenerosion (Kapitel 5.4), der Wirkungsgefüge von Bodenerosion und Oberflächenabfluss in Karstgebieten (Kapitel 5.5), von Schwermetalluntersuchungen zum anthropogenen Einfluss im Zuge des montanhistorischen Hintergrundes der Region (Kapitel 5.6) sowie die Ergebnisse paläobotanischer Untersuchungen (Kapitel 5.7) gehen dem Ausblick und den Zusammenfassungskapiteln voraus.

## 2 Stand der Forschung

Der Schloßberg und sein Umfeld liegen im Karstgebiet der südöstlichen Fränkischen Alb. Dieser Umstand hat für die geoarchivalisch-bodenkundliche Forschung weitreichende Konsequenzen.

Untersuchungen zum anthropogen induzierten Landschaftswandel gehen vor allem über eine Auswertung von geeigneten Archiven. Diese müssen vorhanden sein, gefunden werden und dann mit geeigneten Methoden untersucht werden. Im Folgenden soll deshalb eine Zusammenstellung und eine Einschätzung der wichtigsten Geoarchive, die auf dem Schloßberg und seinem Umfeld zu erwarten waren, gegeben werden. Häufig liegen bereits hervorragende und aktuelle Zusammenstellungen vor, auf die verwiesen wird.

Aufgrund der in Kapitel 1 erwähnten Bedeutung von anthropogenen Faktoren soll anschließend eine knappe Darstellung wichtiger sozialgeographischer Aspekte, insbesondere der Entwicklung des vorgeschichtlichen Ackerbaus folgen.

In einem ausführlichen Kapitel (2.2) wird die in den letzten Jahren neu aufkommende Diskussion über die Entwicklung der Böden in Karstlandschaften Mitteleuropas als der Existenzgrundlage der prähistorischen Siedler sowie als Archiv des Geowissenschaftlers beleuchtet.

Auch für Faktorenkonstellationen bezüglich Bodenerosionsprozessen und Kolluvienbildung spielen die karsttypischen Eigenschaften eine spezifische Rolle. Dieser Umstand wird in Kapitel 2.3 beleuchtet.

Ein weiteres Kapitel (2.4) wird der Erforschung der bronzezeitlichen Höhensiedlungen in Süddeutschland, insbesondere Bayern gewidmet. Dabei soll der geowissenschaftliche Forschungsstand im Vordergrund stehen.

### 2.1 Geoarchive

In den folgenden Ausführungen soll der aktuelle Forschungsstand von Geoarchiven, die im Schloßberggebiet zu finden bzw. zu erwarten waren, dokumentiert und die Qualität der Archive für spezifische Fragestellungen eingeschätzt werden. Eine zusammengefasste Darstellung findet sich in Kapitel 2.1.7 (Tabelle 2).

#### 2.1.1 Böden, Bodenbildungsprozesse, Kolluvien und Auenlehme als Geoarchive

Zum Bereich vorgeschichtlicher Bodenerosion und holozäner Pedogenese in Kolluvien liegen unter anderem von NILLER (1998) mit > 70 ausgewerteten Literaturangaben (Stand 1998) oder BORK et al. (1998) bereits umfassende Darstellungen vor, auf die hier verwiesen wird.

Die Kernpunkte können wie folgt zusammengefasst werden:

## • Böden

Unverändert oder auch nur leicht verändert konservierte Böden können eine bedeutende Funktion als Referenzprofile erfüllen. Die Veränderung bzw. Beeinflussung der Böden durch menschliche Einflüsse ist mannigfaltig. Als häufige Beispiele seien genannt (nach LITT 1986; HOLLIDAY 1989; BORK et al. 1998; HILLER & MEUSER 1998):

- Erodierte bzw. überdeckte Profile; Eintrag (Anreicherung) oder Austrag von organischer Substanz, Nährstoffen, Schwermetallen, Salzen u.v.m.;
- Veränderung des Gefüges (z. B. Verdichtung und Hydromorphierung);
- Veränderung des Bodenmusters (Kleinräumigkeit, Heterogenisierung)

Obwohl BORK (1988) davon ausgeht, dass in nativen holozänen Böden nie Holzkohle vorhanden ist, belegen VÖLKELE & RAAB (1999), dass diese auch in autochthonen Bodenbildungen des Holozäns auf natürliche Weise vorkommen können. Holzkohle allein ist deshalb auch kein sicheres Merkmal für eine Ausweisung als Kolluvium.

## • Kolluvien

Kolluvien sind die unmittelbaren korrelativen Sedimente der Bodenerosion, die in einer direkten Beziehung zu Siedlungen und Ackerflächen stehen (BORK et al. 1998; NILLER 1998). Damit sind sie lediglich in einem engen Zusammenhang interpretierbar. Untersuchungen an Kolluvien setzen jedoch dort an, wo die Auswirkungen anthropogener Eingriffe in die Naturlandschaft oder in eine bereits veränderte Kulturlandschaft direkt und ohne Verzögerung spürbar und rekonstruierbar sind (NILLER 1998: 3). Darüberhinaus kann die quasinatürliche holozäne Reliefformung anhand der kolluvialen Sedimente gut erfasst werden (z. B. THIEMEYER 1989; BORK et al. 1998).

Die Untersuchungsgebiete vorgeschichtlicher Bodenerosion sind nach NILLER (1998) quasi identisch mit der Verbreitung von Löss (NILLER 1998).

Anhand der Kolluvien können als Hauptphasen vorgeschichtlicher Bodenerosion genannt werden: Spätneolithikum, Bronzezeit, Latènezeit, römische Kaiserzeit sowie Früh- und Hochmittelalter (BORK 1988; NILLER 1998: 45f). Nach ANDRES (1998) sind Daten vom jüngsten Neolithikum und früher Bronzezeit fehlend oder liegen selten vor. Zunehmend häufen sich jedoch auch Hinweise auf (früh-) neolithische Bodenerosion, deren  $^{14}\text{C}$ -Alter (z.T. 8000 BP cal.) zum Teil sogar älter sind als bandkeramische  $^{14}\text{C}$ -Daten in Mitteleuropa (LITT 1992; ZEITLER 1994; SEMMEL 1995; HÖHNSCHIEDT 1997; SCHULTE 2000).

Für eine Interpretation dieser Hauptphasen ist auch die Frage nach einer klimatischen Steuerung der Prozesse bedeutsam (s. Kapitel 3.5.2.1). Zudem wird fast immer ein Bezug zur Entwicklung des vorgeschichtlichen Ackerbaus hergestellt (s. Kapitel 2.1.5). Dieser führt zum Abbruch der natürlichen Bodenentwicklung und zur Abtragung der Bodenbildungen (BORK & ROHDENBURG 1979; BORK et al. 1998), während unter Wald Bodenerosion und Kolluvienbildung nur dann stattfindet, wenn durch langandauernde, starke Waldweide und intensive Streuentnahme das natürliche Gefüge gestört ist (BORK et al. 1998).

Beispiele der Sedimentationsvorgänge von Kolluvien reichen von rhythmisch im Einklang mit der Siedlungsentwicklung gesteuerten Wechsel von Sedimentation und

Bodenbildung über zeitlich kontinuierlich ohne Bodenbildung bis hin zu sehr diskontinuierlich. Häufig können sie dadurch lückenhaft und schwierig zu deuten sein (LITT 1986: 6). Allein Holzkohlefunde weisen noch keine Kolluvien aus. Auch in rein natürlichen Böden kommen Holzkohlen vor (STRUNK 1990; VÖLKE & RAAB 1999). Dass Kolluvien sehr große Mächtigkeit besitzen können zeigen BORK & ROHDENBURG (1979). Sie fanden in den südniedersächsischen Lössgebieten Kolluvien mit > 10 m Mächtigkeit. Resümierend sind Kolluvien wertvolle Archive geowissenschaftlicher Forschung, die direkt und unmittelbar auf ein eng begrenztes, lokales Umfeld bezogen werden können (vgl. Tab. 2).

### • Datierung von Kolluvien

Die Datierung von Kolluvien anhand Holzkohle und Keramik kann problematisch sein. Sowohl die Altersbestimmung anhand archäologischer Befunde als auch die  $^{14}\text{C}$ -Datierung sind mit methodischen Problemen behaftet. Eine IRSL- bzw. OSL-Datierung könnte recht sicher den Zeitpunkt kolluvialer Umlagerung datieren. Die Standardabweichungen dieser Methoden bleiben allerdings bis heute so hoch, dass eindeutige Zuordnungen zu vorgeschichtlichen Kulturepochen nicht immer möglich sind (BOENIGK & FRECHEN 1995; LANG & WAGNER 1996).

LITT (1986) diskutiert methodische Schwierigkeiten bei der Datierung an Hand von archäologischen Funden: aufgrund der Möglichkeit einer Mit-Umlagerung von älteren Schichten bei Bodenumlagerungsprozessen in relativ gesehen jüngerer Zeit, oder auch bei Mehrfachumlagerungen, gilt zur zeitlichen Bestimmung des (eventuellen) Alters einer Kolluvienschicht nur das jeweils jüngste Material (vgl. LÜNING et al. 1971: 85). LITT (1986) schlägt daher zwei Deutungsmöglichkeiten vor. Demnach ist das jeweilige Kolluvium entweder

- *gleichalt* wie das darin befindliche Fundmaterial
- oder es ist *jünger* als dieses.

Auch BORK et al. (1998: 41) schätzen das jüngste der datierten Keramikfragmente als das Maximalalter der Kolluviensedimentation gebende an. Es wird das Absichern der Datierungsergebnisse anhand von Keramik durch absolute Daten ( $^{14}\text{C}$ -Daten) empfohlen.

Allerdings ist nach Ansicht des Verfassers auch dies problematisch. Geht man nämlich davon aus, dass zahlreiches Fundgut unterschiedlichen Alters in ein und derselben korrelaten Sedimentationsphase zur Ablagerung kommt, können bei sehr hoher Altersdurchmischung selbst mehrere datierte Stücke einen Zeitpunkt der Ablagerung nur vortäuschen. Das wahre Alter kann tatsächlich gleichalt oder geringer, streng genommen aber auch höher sein. Dies gilt insbesondere für Situationen, in denen Zwischenablagerungen (Kaskaden) nachgewiesen sind bzw. nicht ausgeschlossen werden können und nicht „alle“ Stücke zu datieren sind. Gerade bei den sehr häufig verwendeten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, bei denen wegen der hohen Kosten in nahezu allen Fällen lediglich eine Datierung pro Schichtglied durchgeführt wird, sollte dies zumindest gedanklich berücksichtigt werden.



- **Bodenbildung in Kolluvien**

Die Art und Intensität der Bodenbildung in Kolluvien hängt vor allem vom Alter und der Reliefposition der Kolluvien ab. Beispiele für jung- bis mittelholozäne Bodenbildungen in anthropogenen Aufschüttungen, Verfüllungen und Kolluvien geben zum Beispiel SCHEFFER & MEYER (1963), HOLLIDAY (1989), NILLER (1998), BORK et al. (1998) oder SCHELL (1998). Dokumentiert werden vor allem Entkalkung, Verbraunung, Verlehmung, Lessivierung mit Tongehaltsdifferenzen, zum Teil bis 10%, Humusbildung bzw. Humifizierung sowie Pseudovergleyung. Diese Phasen werden allgemein als geomorphodynamische Stabilität interpretiert (z. B. BORK 1988).

Es wird jedoch darauf hingewiesen, dass Fragen zur Bodenbildung in Kolluvien, so sie bei den Untersuchungen nicht ausdrücklich in den Vordergrund gestellt werden, meist nur eine untergeordnete Rolle spielen (NILLER 1998).

- **Auenlehme**

Im Gegensatz zu Kolluvien, die lediglich räumlich eng begrenzte Bodenerosionserscheinungen belegen können, stellen Auenlehme die korrelaten Sedimente der Abtragung im gesamten Einzugsgebiet oberhalb des Profils dar (vgl. Tab. 2). In den Auenlehmen spiegelt sich das Handeln des Menschen im Einzugsgebiet als räumlicher Summeneffekt wider. Sie sind daher besonders für Aussagen über flächenhafte Wirkungen der Landnutzung geeignet (BORK et al. 1998: 134).

Als Geoarchive sind die Auenlehme zum Teil als lückenhafte, zeitlich schwer einzuordnende und problematisch zu verknüpfende korrelate Sedimente der Bodenerosion zu sehen (SCHULTE & STUMBÖCK 2000: 152). NILLER (1998) fand als weiteres Problem eine mitunter sehr große zeitliche Verzögerung vom Zeitpunkt der Ablösung von Bodenmaterial bis zur Ablagerung als Auenlehm heraus. Dies wird auf einen kaskadenartigen Prozess der Ablagerung von Auenlehmen zurückgeführt.

Die Auenlehmablagerungen werden zwar meist als Folgen anthropogener (Landschafts-) Veränderungen interpretiert<sup>2</sup>. Dennoch sind Wirkungsgefüge, die zur Bildung von Auenlehmdecken führen, zum Teil umstritten und vor allem für die älteren Auenlehme nur ungenügend erforscht. Als Ursachenparameter können insbesondere die Größe des Einzugsgebietes, dessen Ausstattung (Geologie, Sedimentvorrat, Vegetation) sowie die klimatische Entwicklung gelten (IGL 2000: 5). Eine Trennung von natürlichen und anthropogenen Ursachen stellt nach wie vor eine besondere Problematik dar. Unterschiedlich diskutiert wird dabei die Frage, inwieweit klimatische, anthropogene oder flussinterne (=systemimmanente) Steuerungsgrößen für die Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik und somit der Auenlehme der mitteleuropäischen Flüsse verantwortlich sind (BUCH 1988; BUCH & HEINE 1995; HILGART 1995; IGL 2000).

Nach dem Prinzip Erosion - fluviale Materialverfrachtung - Sedimentation stellen Auensedimente bedeutende Archive eines anthropogenen Schwermetalleintrages im Zuge montanhistorischer Tätigkeiten dar (vgl. BRÜCK 1995; DOBLER 1999). Unter günstigen Umständen können sie mittels Schwermetallgehalten stratifiziert und relativ datiert werden

---

<sup>2</sup> Selten wird allerdings eine anthropogene Ursache völlig abgelehnt (z.B. FUHRMANN 1999).

und stellen auch diesbezüglich Archive für anthropogene Umwelteinflüsse dar (SCHELL 1998; DOBLER 1999; IGL 2000).

### **2.1.2 Moore und Hülben**

Moore mit genügend hohem Alter und guter Pollenerhaltung (v.a. Hochmoore) können zu den Hauptarchiven der Paläoökosystemforschung gezählt werden (MOORE et al. 1991; JACOMET & KREUZ 1999; O'CONNEL et.al. 2001).

Problematisch ist allerdings, dass diese in Karstgebieten äußerst selten vorkommen. So dürfen die Karstgebiete sicherlich als paläobotanisch äußerst schlecht erforschte Gebiete gelten.

Hülben, in den meisten Fällen natürlich oder auch künstlich abgedichtete Karsthohlformen (Dolinen), können in Gunstfällen durch Verlandung ebenfalls geeignete Archive bereitstellen. So konnte zum Beispiel SMETTAN (1993; 1995) anhand der Torfsedimente in Hülben auf der oberflächlich wasserarmen Schwäbischen Alb detaillierte Aussagen zur Vegetations- und Landnutzungsgeschichte machen. Zur Entstehung und Nutzung von Hülben sei auf LIPPERT (1973) oder HABBE (1989) verwiesen.

Auf das im Rahmen dieser Untersuchung durchgeführte methodische Prinzip der Verknüpfung von Daten aus Pollenanalysen und Holzkohleanalysen sei hier hingewiesen (NELLE & SCHMIDGALL 2003; Kap. 5.7). Dies wurde besonders durch hohe Holzkohlegehalte der exakt stratifizierten und datierten, verschieden alten Kolluvien des Schloßbergs begünstigt, da Holzkohlen zur Erhaltung keine besonderen Feuchtbedingungen benötigen. Sie können somit die Überlieferungslücken nicht bzw. kaum vorhandener Torfkörper der Karstgebiete schließen und in Kombination mit diesen wertvolle paläobotanische Ergebnisse liefern.

### **2.1.3 Wälle, Gruben, Stufenraine**

Diese anthropogenen, künstlichen Formen stellen vor allem Archive archäologischer Untersuchungen dar.

Es gibt jedoch eine Fülle von Untersuchungen, bei denen sich viele verschiedene Wissenschaftsdisziplinen beteiligten. Dabei handelt es sich sicherlich schlechthin um Berührungspunkte archäologischer und geowissenschaftlicher Forschung sowie vieler weiterer Disziplinen (z. B. SCHEFFER & MEYER 1963; RAPP 1998; NADLER & HILGART 1999).

Es würde an dieser Stelle zu weit führen, sich detailliert mit den zahlreichen Untersuchungen im Einzelnen zu befassen. Dennoch soll darauf verwiesen werden, dass, obwohl schon länger interdisziplinäre Forschungen durchgeführt werden (z.B. SCHEFFER & MEYER 1963) gerade in den letzten Jahren sich immer mehr ein neuer Forschungszweig der „Geoarchäologie“ etabliert hat (BROWN 1997; RAPP 1998; POLLARD 1999).

Für die geowissenschaftliche Untersuchung dieser Archive speziell im Umfeld bronzezeitlicher Höhensiedlungen sei auf Kapitel 2.4 verwiesen. Eine Kartierung und Ergebnisse im Rahmen der Untersuchungen der anthropogenen agrarmorphologischen Formen des Schloßbergs wird in Kapitel 5.1 dokumentiert.

### **2.1.4 Sonstige**

Zum Teil werden in Karstgebieten auch Höhlenlehme und Stalagtiten angeführt, aus deren Analysen bedeutende Informationen gewonnen werden können (BÖGLI 1978; GEYH 1980; HARDWICK & GUNN 1990).

Ferner sei an dieser Stelle auf paläozoologische Archive in der Erforschung von Karstgebieten hingewiesen (vgl. Tab. 1). Für Moluskenauswertungen (Malakologie) können Torfkörper, aber auch Kalksteine (insbesondere Travertine) und Sedimente herangezogen werden. Diesbezüglich konnte LOZEK (1986; 1988; 1998) umfangreiche Ergebnisse im Hinblick auf die landschaftliche Entwicklung von Karstgebieten erzielen: Weitgehend geringfügige Eingriffe in die natürliche Landschaftsentwicklung der mitteleuropäischen Karstgebiete werden für das Neolithikum und die frühe Bronzezeit postuliert. Ein drastischer Wechsel mit intensiven anthropogenen Eingriffen, insbesondere ausgedehnter Rodungstätigkeit, die zur weitflächigen „Versteppung“ der mitteleuropäischen Karstgebiete führen, werden für die späte Bronzezeit (Urnenfelderzeit) angenommen (JÄGER & LOZEK 1978; LOZEK 1986; 1988). Inwiefern diese Ergebnisse als Modell auf ganz Mitteleuropa übertragbar sind, bleibt jedoch weiteren Untersuchungen vorbehalten.

### **2.1.5 Sozialgeographische Aspekte der Landschaftsgeschichte**

Die Entstehung des kurlandschaftlichen Gefüges und seiner Veränderungen lassen sich nicht ohne tieferes Eindringen in die Bevölkerungsverhältnisse und -entwicklung klären. Eine Abhängigkeit der Bevölkerung von sozioökonomischen und ökologischen Bedingungen und umgekehrt muss angenommen werden (JÄGER 1987:135). Neben den technischen Möglichkeiten nennt BERTRAM (1967) auch die Wirtschaftsgesinnung als entscheidenden Faktor der Einflüsse einer Gesellschaft auf ihre Umwelt.

Kolluvien und Auenlehme sind korrelierte Sedimente der Bodenerosion. Ermöglicht wird diese durch Ackerbau als Existenzgrundlage des prähistorischen Menschen. Bodenerosion entsteht vor allem aber auch durch Nutzungsdruck, der wirtschafts- und sozialgeographische Veränderungen im gesellschaftlichen Gefüge hervorruft (RICHTER 1976).

Da die Bildung prähistorischer korrelierter Sedimente auch an die Entwicklung des vorgeschichtlichen Ackerbaus geknüpft wird, müssen Anbausorten, agrartechnischer Stand, Feldgrößen und Nutzungsdauer als anthropogene Bodenerosionsfaktoren ebenfalls berücksichtigt werden. Dazu kommt die Veränderung dieser Faktorenkonstellation im Laufe verschiedener Epochen, wodurch eine zeitliche Dimension hinzukommt.

Zur Ackerbaugeschichte sind zahlreiche neue Werke erschienen. Eine zusammenfassende Darstellung (vgl. Tab. 1) und der Verweis auf die umfangreiche Literatur soll deshalb an dieser Stelle genügen (BORN 1974; ENNEN & JANSSEN 1979; BARKER 1985; KREUZ 1990; THORPE 1996; JOCKENHÖVEL 1997; LÜNING 1988; 1997; 2000; BEHRE 1998; BENECKE 1998). Aus der Zusammenstellung lassen sich Tendenzen der potentiellen Erosionsanfälligkeit ableiten. Insbesondere aufgrund der ansteigenden Flurgrößen, die mit einer Erhöhung der erosiven Hanglängen verbunden ist sowie der größeren Pflugtiefen,

kann eine zunehmende Erosionsanfälligkeit im Verlauf der Vorgeschichte vom Neolithikum zur Vorrömischen Eisenzeit angenommen werden.

**Tabelle 1:** Aspekte der Landnutzung in den vorgeschichtlichen Epochen Mitteleuropas (zusammengestellt nach LÜNING 1997, BEHRE 1998, BENECKE 1998)

	Kulturpflanzen	Ackergröße	Ackerbau	Viehhaltung	Häuser
Vorrömische Eisenzeit	Akkulturation und Ausbreitung von Hafer, Roggen, Leindotter	große Ackerfluren z.T. bis zu 100 ha Größe.	schollenwendender Pflug, große Flursysteme	Sommer: draußen Winter: Aufstallung	große Wohnstallhäuser
Bronzezeit	Ausbreitung von Dinkelweizen Rispenghirse Pferdebohne	etwas größer, und verstreut liegende kleinere Ackerflächen.	starke Zunahme der Pflugspuren; Verbesserung des Ackerbaus durch Rindgezogenen Ard	Sommer: draußen, Beginn der winterlichen Aufstallung	Zunahme der Stall- und Speichergröße, erste Wohnstallhäuser, kleine Speicher
Jung-neolithikum	v.a. Emmer, Einkorn, Nacktgerste, Spelzgerste, Nacktweizen	allg. wenige hundert m <sup>2</sup> .	Ackerbau gering, wenig Pflugspuren, Pflüge handgezogen	Sommer: draußen, Winter: draußen	Häuser ohne Ställe

Demographische Aspekte der prähistorischen Bevölkerungen werden aufgrund der vagen Informationsgrundlage sehr kontrovers diskutiert. Verwiesen sei hier auf die Arbeiten von SMOLLA (1974), ZEITLER (1994) oder LIPPERT (2001), für das Mittelalter z.B. auf HENNING (1979).

An dieser Stelle soll auch erwähnt werden, dass der mittelalterliche Erzbergbau und die Köhlerei ebenfalls enorme Auswirkungen auf die Landschaftsentwicklung hatten, auf die noch einzugehen sein wird (s. Kapitel 5.6).

### 2.1.6 Teilzusammenfassung

Der Schloßberg und sein Umfeld liegen im Karstgebiet der südöstlichen Fränkischen Alb. Dieser Umstand hat für landschaftsgeschichtlich-paläoökologische Forschung weitreichende Konsequenzen.

Karstgebieten kann im Bezug auf die Verfügbarkeit von Geoarchiven eine Sonderstellung eingeräumt werden. Die wasserlöslichen Gesteine bedingen Klüftigkeit, natürliche Hohlformen und oberflächliche Wasserarmut. Dadurch gestalten sich natürliche und quasinatürliche Prozesse individuell und sind mit anderen Landschaftsräumen nur bedingt vergleichbar. Dies kann für die Art und Lage der Kolluvien (z.B. in Dolinen) sowie dem nur in Ausnahmen vorkommenden Auftreten von Torfkörpern gelten (vgl. Tab. 2).

**Tabelle 2:** Vergleich der (möglicherweise) zu erwartenden paläoökosystemaren Geoarchive am Schloßberg Kallmünz und seinem Umfeld

<b>Geoarchiv:</b>	<b>Böden / Kolluvien</b>	<b>Auenlehme</b>	<b>Moore (Torfkörper)</b>	<b>Hülben (Torfkörper)</b>	<b>Wälle, Gruben, Stufenraine</b>
Wirkungsgefüge/ Entstehung	(natürliche Bodenentwicklung → native Böden); Bodenabtrag, ermöglicht durch Ackerbau → erosiv verkürzte Profile und korrele Sedimente	Bodenabtrag, ermöglicht durch Ackerbau → korrele Hochflut-Sedimente	divers; dabei äolischer Eintrag von Pollen und Konservierung	Verlandung künstlicher oder natürlicher Hohlformen; dabei Polleneintrag und Konservierung	anthropogenes Aufschütten oder Ausheben
Art	(natürlich) quasinatürlich	quasinatürlich	natürlich	natürlich/ künstlich	künstlich
günstige Untersuchungsmethoden	- geowissenschaftlich (Pedogenese; Stratigrafie; Geochemie) - botanisch (Makroreste; Holzkohle, selten Pollen); - zoologisch (Malakologie) - archäologisch (Artefakte)	- geowissenschaftlich (Pedogenese; Stratigrafie; Geochemie) - selten Pollen, Holzkohle	- Pollenanalyse; - Zoologisch (Malakologie) - Makroreste; - Geochemie	- Pollenanalyse; - Makroreste-Zoologisch (Malakologie) - Geochemie	- archäologisch - pedologisch
archivierte Region/Fläche	eng begrenzt, nur lokales Umfeld hangaufwärts	Flusseinzugsgebiet; regional bis überregional	regional bis überregional	regional bis überregional	eng begrenzt, nur lokales Umfeld (außer Importfunde)
Datierung möglich ?	Ja (zum Teil aber problematisch)	Ja (z.T. aber problematisch)	Ja (z.T. aber problematisch)	Ja (z.T. aber problematisch)	Ja (z.T. problematisch)
Probleme	Fehlende oder unvollständige Referenzprofile; Zwischenlagerung, Altersinversionen, Austrag und somit Verlust korreler Sedimente	Durch Zwischenlagerung meist zeitliche Verzögerungen zwischen Abtrag und Ablagerung Wirkungsgefüge ?, zeitliche Einordnung und Verknüpfung; Bilanzierung nahezu unmöglich	nur in bestimmter naturräumlicher Ausstattung vorhanden; zeitliche Dimension ? Pollenerhaltung ?	nur bei geeigneter Faktorenkonstellation vorhanden; zeitliche Dimension ? Pollenerhaltung ?	künstliche Formen, Prozesse und dahintersteckende Ideen heute oft schwer zu entschlüsseln
mögliche Ergebnisse	Ackerbauphasen (=Besiedlungsphasen), falls Bilanzierung möglich: Art Dauer und Intensität anthropogener Eingriffe; Stabilitäts (=Wüstungs-)phasen; Kappungsbilanzen Ablagerungsbilanzen Austragsbilanzen	Abgrenzung von Hochflutphasen; Menschliche Eingriffe durch Ackerbau (= Mindestalter des Ackerbaus im Einzugsgebiet) oder Berbautätigkeit (Schwermetalle)	Vegetationszusammensetzung (dadurch Abschätzung von Art, Dauer und Intensität anthropogener Einflüsse indirekt: Grobdatierung	Vegetationszusammensetzung (dadurch Abschätzung von Art, Dauer und Intensität anthropogener Einflüsse indirekt: Grobdatierung	Wallbauphasen, Besiedlungsphasen, Kulturentwicklungsstand, Handelsbeziehungen
<u>Gesamteinschätzung</u>	günstiges Archiv für eng begrenztes, lokales Umfeld, meist unmittelbares Wirkungsgefüge	geeignetes Archiv für weiter gefassten, (über-) regionalen Raum; Wirkungsgefüge umstritten (klimatisch, anthropogen, flussintern (=systemimmanent); oft schwer zu verknüpfen und zeitlich einzuordnen	regional; äußerst günstig durch Pollenanalyse als einem der Hauptwerkzeuge der Paläoökosystemforschung	regional; günstig durch Pollenanalyse als einem wichtigen Werkzeug der Paläoökosystemforschung, v.a. in oberflächlich wasserarmen Karstgebieten	günstige Archive zur Erforschung von Besiedlungsphasen, kulturellem Entwicklungsstand und Handelsbeziehungen

Nach obigen Ausführungen wurden bei der Auswahl der Geoarchive vor allem Böden und Kolluvien fokussiert. Die Böden spiegeln durch mannigfaltige Veränderungen direkte oder natürliche Prozesse überlagernde anthropogene Eingriffe wider. Kolluvien können als die

unmittelbaren korrelaten Sedimente der Bodenerosion gelten, die in einer direkten Beziehung zu Siedlungen und Ackerflächen stehen. Obwohl zum Teil lückenhaft und schwierig zu deuten, setzen sie jedoch dort an, wo die Auswirkungen anthropogener Eingriffe in die Naturlandschaft oder in eine bereits veränderte Kulturlandschaft direkt und häufig ohne Verzögerung spürbar und rekonstruierbar sind (NILLER 1998: 3). Aufgrund der Funktion als potenziellen Sedimentfallen galt es, die geomorphologischen Besonderheiten von Karstgebieten auszunutzen und mit Kolluvien verfüllte Hohlformen (Dolinen) zu finden.

Die Auenlehme wurden zwar aufgenommen. In ihnen spiegelt sich jedoch das Handeln des Menschen im gesamten Einzugsgebiet als Summeneffekt wider, weshalb sie besonders für Aussagen über flächenhafte Wirkungen der Landnutzung geeignet sind (vgl. BORK et al. 1998).

Da die Pollenanalyse als ein Hauptwerkzeug der Paläoökosystemforschung gelten kann, galt es zudem möglichst nahe gelegene, alte und durch gute Pollenerhaltung ausgezeichnete Torfkörper, oder aber auch (weniger gut geeignete) verlandete Hülsen aufzufinden. Durch die bereits angesprochene oberflächliche Wasserarmut wäre dies jedoch als glückliche Ausnahme zu betrachten.

Aufgrund einer Beteiligung von biogenen Komponenten kann zwar selbst das Gestein als äußerst wertvolles Archiv gelten (LOZEK 1986 & 1988). Hierzu können insbesondere Travertine herangezogen werden, die jedoch im Untersuchungsgebiet nicht auftreten. Da Höhlen am Schloßberg nicht bekannt und nicht zu erwarten sind, konnte ein Heranziehen von Höhlenlehm oder anderen unterirdischen Sedimenten ausgeschlossen werden.

Für außerordentlich weitreichende und umfassende Informationen bezüglich der Rekonstruktion von Umweltbedingungen anhand der Auswertung von (Geo-) Archiven sei an dieser Stelle auch auf das Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren – Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“ verwiesen (z. B. MÄCKEL 1998a<sup>3</sup>). Im Rahmen dieses SPP, an dem mehr als 40 Arbeitsgruppen beteiligt waren, wurden grundlegende Ergebnisse erarbeitet und vorgestellt, die auch in diese Arbeit mit eingeflossen sind.

## **2.2 Rendzinen und Terraes Fuscae als Böden der Kalk- bzw. Dolomitgebiete – Fragen zu Alter und Genese**

Die vorliegende Arbeit setzt sich unter anderem mit Böden und deren Veränderung als Zeugen der Landschaftsentwicklung und anthropogener Einflussnahme auseinander. Gewisse Basisfragen zu deren Alter, Genese und Stratigraphie als Ausgangsvoraussetzungen sollten deshalb geklärt sein, denn eine Auswertung der Bohrprofile setzt die Kenntnis der gesamten Lockersedimente voraus (BORK & ROHDENBURG 1979: 115).

---

<sup>3</sup> Empfohlen sei auch die Webpage unter <http://www.uni-frankfurt.de/fb11/ipg/spp/Projekte.htm>

Im Gebiet des Kallmünzer Schloßbergs finden sich unterschiedliche Lockersedimente und zum Teil aus diesen entwickelte Bodentypen und -horizonte in kleinsträumiger, mosaikartiger Vergesellschaftung.

Böden (bzw. Reste davon), die an verschiedenen Stellen der Hochfläche immer wieder gefunden werden, werden vom Verfasser als Terra Fusca angesprochen (vgl. Abb. 87). Diese Ansprache erfolgt anhand der diagnostischen Merkmale, die in Kapitel 5 diskutiert werden.

Je mehr Literatur zu Rate gezogen wurde, desto mehr stellte sich heraus, dass die Beantwortung von Fragen zu Entwicklung dieser Böden im Untersuchungsgebiet, ja für die meisten mitteleuropäischen Kalksteingebiete bis heute als unzureichend bezeichnet werden muss.

Es muss hier herausgestellt werden, dass diese Forschungslücken im Rahmen dieser Arbeit weder beseitigt werden konnten noch sollten. Dennoch mussten Lösungen gefunden werden, die sich hier im speziellen Fall als praktikabel erwiesen (s. Kapitel 5.2).

Im Folgenden wird auf den Stand bei der Einordnung der Terra Fusca als nativer Boden (Bildungsfaktoren, Alter) und auf die periglazialen Deckschichten, zusammen als bodenkundliches Grundgerüst, eingegangen.

Bevor über Entstehung und Altersfragen in Kapitel 2.2.3 diskutiert wird, soll an dieser Stelle kurz auf die Vielzahl der in der Literatur verwendeten Namen und Begriffe eingegangen werden, die, oft verwirrend und nicht eindeutig abgegrenzt benutzt werden.

### 2.2.1 Namen und Begriffe

Seit KUBIENA (1944; 1948) werden Böden, die aus Karbonat- oder Gipssteinen entstanden sind, als *Terrae Calcis* bezeichnet. Somit sind die in Terra Rossa und Terra Fusca (im Folgenden z.T. als T.R. und T.F. abgekürzt) unterteilten Böden auf Gebiete mit verkarstungsfähigen Gesteinen beschränkt. Für die *Terrae Fuscae* existieren ferner Begriffe wie „Kalksteinbraunlehm“ oder „Dolomitbraunlehm“ (KUBIENA 1948) oder „braune Karbonatböden“ (WERNER 1958: 5), die, von den Autoren gefordert, ausdrücklich als Synonym zu Terra Fusca verwendet werden sollten.

Häufig ist die Rede von Verwitterungslehmen bzw. Kalkverwitterungslehmen (KVL). Dieser Begriff wird meist als Überbegriff benutzt, zu dem auch oft die *Terrae Fuscae* Böden gerechnet werden (z.B. MÜLLER 1974; HEGENBERGER 1975). Ferner werden meist auch die Feuersteinlehme und auch die Bohnerzlehme zu den Kalkverwitterungslehmen gezählt (SCHOLZ 1969; BLEICH 2000). Dazu kommen eine Reihe weiterer Begriffe wie z.B. „Schichtlehm“, d.h. „von Lösslehm schwach bedeckter toniger Kalkverwitterungslehm auf Weissjura-Plattenkalk“ (MÜLLER 1974: 134), oder „Ockerlehm“, ein „fossiler Kalkverwitterungslehm in Spalten und Höhlen mit bräunlich getöntem Ocker als Farbe“ (MÜLLER 1974). BLEICH<sup>4</sup> (1960) beschreibt eine „Verlehmungszone“, die mit Hanginstabilitäten in Verbindung gebracht wird. Auch dort bleibt unklar, was darunter zu verstehen ist (KALLINICH 1999: 24).

BRUNNACKER (1957: 78) beschreibt in Verwitterungstaschen erhaltene, mehrere Meter mächtige, geköpfte „Schotterlehme“ als ursprünglich sehr mächtige Bodenbildungen auf

---

<sup>4</sup> zitiert in KALLINICH (1999)

kalkgeröllreichen Schottern. Diese haben die Bodenentwicklung des Rendzinastadiums durchlaufen und sich daraus, bei zunehmender Entkalkung, Rotfärbung und Lehmanreicherung entwickelt. Auch bei diesen „Schotterlehmen“ könnte es sich um Terra Fusca handeln

Ein weiterer Begriff, bei dem es sich ebenfalls um Terra Fusca (oder Rossa) handeln könnte, stammt von KRAUSS (1922) und SCHMID (1962), die von „Blutlehmen“ berichten. WERNER (1958: 12) bezeichnet in der Schwäbischen Alb neben Terrae Fuscae vorkommende Lehme als lessivierte Terrae Fuscae, die SCHOLZ (1969: 101) allerdings während des Pleistozäns abgetragen und durch „Schlufflehme“ aus angewehtem Material ersetzt, oder soweit vorhanden, überdeckt sieht.

Häufig folgt im mitteleuropäischen Karst der basalen karstbürtigen Feinmaterialdecke eine Lösslehmdecke (SEMMELE 1991: 63). In diesem Zusammenhang ist oft allgemein die Rede von „Alblehmen“ (HEGENBERGER 1973: 27). Dieser wird als eiszeitlich umgelagertes Produkt kaolinitischer Malmverwitterung angesehen. Je nach Ausprägung oder Körnung wird von einer „lehmigen (oder tonigen) Albüberdeckung“ (SALGER & SCHMIDT-KALER 1975: 153) oder auch allgemein von „lehmigen Deckschichten“ (z.B. LIPPERT 1973: 18) gesprochen.

Bis zu ihrer Untersuchung über die „lehmige Albüberdeckung“ sei diese Bezeichnung ein „dehnbarer Begriff mit komplexer Herkunft“ gewesen, der „in Zusammenhang mit der wechselvollen Landschaftsgeschichte der Alb“ stehe (SALGER & SCHMIDT-KALER 1975). Die Autoren unterteilen die lehmige Albüberdeckung in Verwitterungslehme, sandige Lösslehme, Lösslehme und Löss. Im Gegensatz zu vielen anderen Autoren zählen sie damit die Verwitterungslehme, zu denen sie auch Bohnerz- und Feuersteinlehme sowie Terra Fusca und Terra Rossa einbeziehen ebenfalls zur Albüberdeckung. Häufig werden auch die Bohnerzlehme in Untersuchungen (Alter, Genese, allochthon oder autochthon) den Terrae Fuscae gleichgesetzt und zusammen betrachtet (BORGER 1990; BLEICH 2000). Geologische Abhandlungen betrachten häufig alles, was den anstehenden Kalken und Dolomiten aufliegt, undifferenziert als Deckschichten (RICHTER 1985; RUTTE 1992).

Die meisten Autoren allerdings bezeichnen „Alblehm“ als allochthone, inhomogene Deckschichten (meist als Lössdecke auf- und umgelagert), nach vorherrschender Korngröße als tonig oder lehmig benannt. Kalkstein- und Dolomitbraunlehme (Terra Fusca) werden nach der weit verbreiteten Residualtheorie hingegen (siehe unten) als unlösliche Kalklösungs-rückstände bezeichnet, die, so zu den karstbürtigen Kalkverwitterungslehmen gehörend, den Unterboden und Untergrund bilden (WERNER 1958; MÜLLER 1974: 133; SCHOLZ 1969: 6; LIPPERT 1973: 18; WITTMANN 1973: 66; REHFUESS 1990: 45f).

Aufgrund dieser zahlreichen Bezeichnungen kann oft nicht unterschieden werden, ob mit Begriffen wie Verwitterungslehm oder Alblehm die allochthonen Lössdecken oder die karstbürtigen, perigalzialen Fließerden gemeint sind. Die ungenaue Verwendung von Begriffen wie z.B. „Kalkverwitterungslehm“ ohne nähere Definierung sowie die Vielzahl der vorkommenden Substrate bzw. deren regionale Modifizierungen verhindern oft eine genaue Einordnung für andere Autoren. Häufig liegen diese Substrate zudem vermengt vor, was eine Unterscheidung ohnehin schwierig macht. Hinzu kommt, dass sich durch die erdgeschichtliche Dimension in besonderem Maße Begriffe geologischer Art mit Begriffen



pedogenetischer Art überlagern, verschwimmen und synonym benutzt werden (BLEICH 2000: 11). Diese oft nicht eindeutige Differenzierung macht es aber häufig nicht möglich, aus vorhandenem, chemisch-mineralogischen Analysenmaterial diejenigen auszuwählen, die sich eindeutig auf als Terra Fusca definierten Bodentyp beziehen (vgl. z.B. SCHMIDT-LORENZ 1957).

Dies wirkt sich natürlich für die Arbeit bzw. Klärung des Problems der Bildungsfaktoren und stratigrafischen Einordnung nachteilig aus und sollte deshalb möglichst gewissenhaft gehandhabt werden. Bei Profilbeschreibungen und -beschriftungen sollten in Zukunft die nach AG BODEN (1996) eindeutigen Bezeichnungen „BvT“ oder „T“ Verwendung finden.

## **2.2.2 Zum Stand der Deckschichtenforschung in Mittelgebirgs-Karstlandschaften**

### **2.2.2.1 Deckschichten in nicht verkarsteten mitteleuropäischen Mittelgebirgen**

In den mitteleuropäischen Mittelgebirgen, die während der quartären Kaltzeiten im Periglazialgebiet zwischen den nordischen und alpinen Vereisungen lagen, ist die flächenhafte Verbreitung periglazialer Deckschichten belegt (vgl. SCHILLING & WIEFEL 1962; SEMMEL 1968; STAHR 1979; FRIED 1984; VÖLKELE 1995; TRAUDEL 1996). Nach relativem Alter und stofflicher Zusammensetzung (Textur, Feinerdegehalt, Größe und Lagerung der Skelettkomponenten, Lagerungsdichte) wird dabei zwischen Basis-, Mittel-, Haupt- und Oberlage unterschieden (AG BODEN 1996). Die Zeitvorstellungen zur Bildung der einzelnen Lagen werden allerdings bis heute kontrovers diskutiert (VÖLKELE & MAHR 1997). So konnten zum Beispiel VÖLKELE & LEOPOLD (2001) bzw. VÖLKELE & MAHR (2001) eine vermeintliche Datierung der Hauptlage aufgrund der Beimengungen von Laacher-See Tephra in die jüngere Dryas Zeit (vgl. AG BODEN 1996: 363) in Frage stellen und für die Rhön und den Bayerischen Wald die Haupt- und Mittellage sicher als präbölling-zeitlich datieren. Für Harz und Fichtelgebirge wird ein mindestens präallerröd-zeitliches Alter gefordert (VÖLKELE & LEOPOLD 2001: 290).

Zum Verständnis der Pedogenese und zur Beurteilung von Standortfaktoren und anderer wichtiger Merkmale und Eigenschaften der Böden ist die Kenntnis dieser quartären Deckschichten unabdingbar (vgl. z.B. SEMMEL 1968; BIBUS 1986; FRÜHAUF 1991; KLEBER 1992; 1997; MAILÄNDER & VEIT 2001).

Die enorme Bedeutung dieser Deckschichten liegt u.a. darin, dass sie für die Bodenentwicklung bereits vorverwittertes Ausgangsmaterial bereitstellen und nicht das liegende, mehr oder weniger unverwitterte Gestein selbst als Ausgangssubstrat fungiert. Die Böden, die in Deckschichten gebildet wurden, hatten dadurch gewissermaßen einen Entwicklungsvorsprung. SEMMEL (1978) ist sogar davon überzeugt, dass in vielen deutschen Mittelgebirgen die Stadien der Bodenentwicklung bis zu den Braunerden ohne die Deckschichten gar nicht möglich gewesen wäre und bis heute nur geringer entwickelte Stadien (z.B. Ranker) erreicht hätte. Häufig werden durch die Schichtgrenzen der Deckschichten auch die Grenzen der Bodenhorizonte determiniert sowie pedogenetische Prozesse wie Oxidation, Tonverlagerung oder Podsolierung gefördert bzw. vermindert (KLEBER 1992: 361).

In Schichtstufenlandschaften werden durch die Fließerden die ursprünglich scharfen und in geologischen Karten sauberlich eingetragenen Grenzen zwischen den Sedimenten hangabwärts „verschmiert“. Solifluktsdecken hangaufwärtsgelegener Ausgangsgesteine überlagern andere, hangabwärtsgelegene Gesteine (THÖLE & MEYER 1979: 37; SCHLICHTING 1986: 62f).

Den verschiedenen Schuttlagen und Deckschichten wird zudem eine Rolle in holozänen Massenverlagerungen, vor allen Dingen translationalen Bewegungen und Fließungen zugesprochen (TERHORST 1997: 195).

#### **2.2.2.2 Deckschichten in Karstlandschaften und bestehende Defizite**

Die Schwäbisch-Fränkische Alb ist ein Mittelgebirgszug, für den bezüglich der Ausbildung perigalzialer Deckschichten die gleichen „exogenen“ Voraussetzungen gelten sollten, wie für andere mitteleuropäische Mittelgebirge auch. Grundsätzlich muss man also auch hier mit der Ausbildung solcher Schichtglieder rechnen.

##### **• Bedeutung der Fließerden**

Wie in den anderen Mittelgebirgen sollten auch hier die Fließerden große Bedeutung für das Bodenbild besitzen. Vor allem für das Aufstellen einer Stratigraphie sowie das Einschätzen von Bodenveränderungen durch den Menschen, wie z.B. Verkürzung von Profilen durch Erosion, sind sie von besonderer Bedeutung.

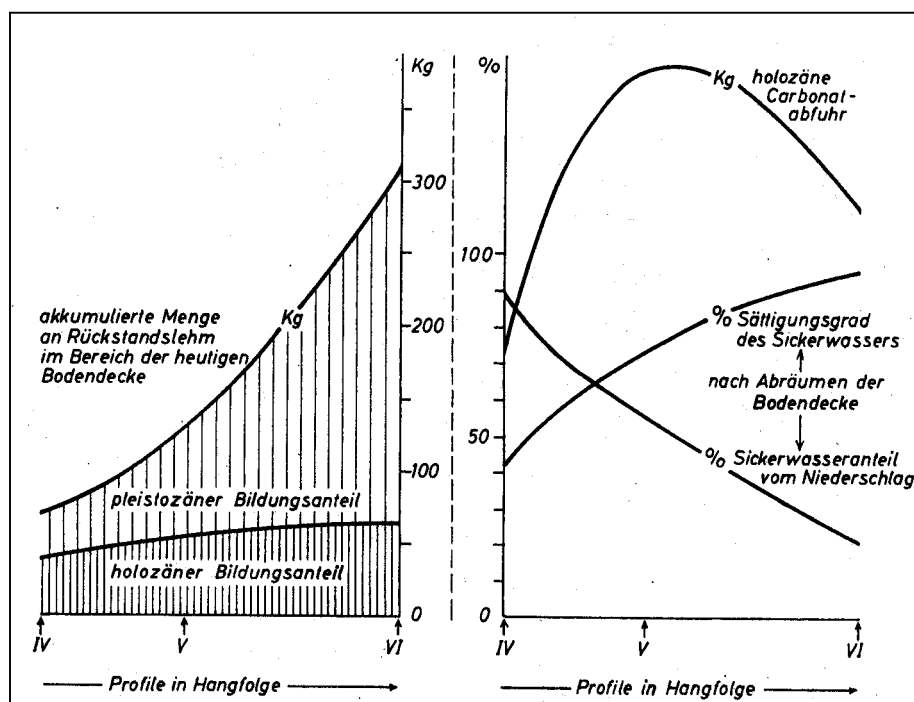
Die Bedeutung der Deckschichten für Wasserversorgung und Wasserbewegungen (Interflow) innerhalb der Karstlandschaften werden von PFEFFER (1990a) und WANDEL (1990: 23f) beschrieben.

Vor allen Dingen bilden die Fließerden aber ein neues Ausgangssubstrat (SCHLICHTING 1993: 62f), welches für die Verbreitung des Bodenbildes entscheidende Bedeutung hat: in Dolomitlandschaften zum Beispiel bilden anstatt Dolomitfels bzw. Dolomitasche mit etwa 95 % Karbonatgehalt und ca. 5 % Karbonatlösungsrückstand nun Fließerden mit erheblich geringerem Karbonatgehalt (für den Schloßbergbereich etwa 40 - 60 %) das Ausgangssubstrat. Dieses besitzt mit entsprechenden 40 - 60 % Karbonatlösungsrückstand enorm hohe Werte. Zudem ist häufig bereits die Verwitterung bis zu schluffig-lehmigen Bodenarten vorangeschritten und vor allem in Malmgebieten sind die Schuttdecken besonders lehmreich und tiefgründig (ROHDENBURG & MEYER 1963: 138). Wie eingehende quantitative Untersuchungen zeigten, spielt der Gehalt des bodenbildenden Substrates an freiem Lehm eine entscheidende Rolle im Hinblick auf die Geschwindigkeit der Bodenentwicklung (SCHEFFER et al. 1962; HÄUSLER & NIEDERBUDDE 1992).

Plausibel berichten ROHDENBURG & MEYER (1963), wie bei der Bildung einer Mullrenzina die vorhanden gewesene, geringmächtige Frostlagerschuttdecke vollständig aufgezehrt worden ist und danach das feste Gestein wegen der sehr viel geringeren Oberflächenausbildung viel weniger angreifbar für Karbonatlösung und -abfuhr ist. Aus diesem Grund stagniert an dieser Stelle die Bodenentwicklung gegenüber Stellen mit höherer Schuttmächtigkeit. Die Autoren fanden in Übereinstimmung mit zahlreichen anderen Autoren heraus, dass die Entwicklungsstufe postglazialer Kalksteinböden in engster Korrelation zu der im Oberflächenbereich vorhandenen Gesamt-Nichtkarbonatmenge steht, da diese ja den akkumulierten Karbonatlösungsrückstand bildet

und zwar unabhängig davon, ob sie durch präholozäne oder holozäne Lösungsverwitterung akkumuliert wurde. Besonders an den flacheren Unterhängen gewinnt der pleistozäne Bildungsanteil enorm an Bedeutung und erreicht sogar ein Vielfaches der Werte des warmzeitlich-holozänen (Abb. 2).

Auf der schwäbischen Alb beschreibt KALLINICH (1999: 25) Hangschutt der Weißjurastufe als ein Gemisch von Kalkscherben und Mergelmaterial. Aufgrund dieses Charakters des Ausgangssubstrates, einem stark mergeligen Schutt, kann auch bei weniger intensiver Verwitterung ein lehmiger oder toniger Boden entstehen. Denn aufgrund einer Entkalkung des Feinmaterials führt bereits eine weitgehende Entkalkung des mergeligen Zwischenmittels zu einem Pelosol. Dieser darf jedoch nicht mit einer Terra Fusca gleichgesetzt werden (KALLINICH 1999: 25).



**Abbildung 2:** Aufgliederung der oberflächennahen Lehmakkumulation nach holozänem und pleistozänem Bildungsanteil (nach ROHDENBURG & MEYER 1963: 133)

Diese Ausführungen sollen lediglich dem Gedanken Platz einräumen, dass die BvT-Horizonte am Schloßberg Kallmünz, deren Verbreitung nahezu exakt mit der der Fließerden übereinstimmt, möglicherweise enorm durch deren Vorverwitterung profitierten. Anstatt aus Dolomitmfels aus diesen Fließerden entwickelt, sollte eine möglicherweise postglaziale Bildung nicht von vorneherein ausgeschlossen werden. Daraus würde sich ebenfalls die stratigrafische Position oberhalb der Fließerdedecken erklären (vgl. Kapitel 2.2.3.5 & 5.2). Dies könnte möglicherweise an vielen anderen Stellen ebenfalls in Frage kommen, an denen mächtige, bereits lehmige und stark entkalkte Fließerdedecken das Ausgangssubstrat für die holozäne Bodenbildung darstellten. Die

Bedeutung der periglazialen Fließerden wurde nach Ansicht des Verfassers besonders in Karstgebieten bislang zu wenig berücksichtigt.

### • **Stratifizierung**

Eine Stratifizierung und Parallelisierung von Schichtgliedern periglazialer Deckschichten ähnlich den oben genannten Beispielen, geschweige denn Datierungen, stellen sich in mitteleuropäischen Mittelgebirgs-Karstlandschaften als sehr problematisch heraus. In der Deckschichtenforschung spielen diese Karstlandschaften aufgrund ihrer besonderen „inneren“ Eigenschaften eine besondere Rolle und Analogien aus anderen Gebieten sind offenbar nicht ohne weiteres übertragbar. So sind nahezu alle deutschen Mittelgebirge in Sachen Deckschichtenforschung sehr gut dokumentiert (siehe oben), nur im Bereich der Karstmittelgebirge klafft hier eine eklatante Lücke (PFEFFER 1990a).

Dies mag bei näherer Betrachtung nicht verwundern, bedenkt man die bis heute zahlreichen umstrittenen und ungelösten Fragen zur Genese, Stratigraphie und Altersstellung ihrer Böden (vgl. Kapitel 2.2.3 & Tabelle Anhang A 4). Dies liegt gewiß auch an dem unruhigen Karstrelief im Untergrund, mit Felsdurchragungen bis zur Oberfläche und mehreren Meter tief verfüllten Hohlräumen in nächster Nähe. Hierdurch erfolgt eine Konservierung von Sedimenten und Böden unterschiedlichster Alter und Eigenschaften, die im Laufe einer Tieferlegung des Reliefs immer wieder in unterschiedlichem Maße aufgearbeitet und damit sowohl an der Boden- als auch der Deckschichtenentwicklung beteiligt werden können (vgl. BLEICH 2000). Erschwerend kommt die Vielfalt der geologischen Fazies hinzu, die sich mit Riff-, Riffschutt-, Schicht- und tafelbankigen Kalken sehr mannigfaltig gestaltet. Dazu kommen jeweils mögliche Dolomitisierung und damit Vergrusung zu Feinsand sowie mögliche Recalcitisierung auf engstem Raum (vgl. MEYER 1977 & Kapitel 3.2). Diese kleinräumig wechselnden geologischen und morphologischen Verhältnisse bedingen ein vielfältiges Bodenmuster, welches zusätzlich durch lokal anthropogene Einflüsse überprägt ist (TEICHMANN 1990: 267).

Als Hauptproblem hat sich für die vorliegende Untersuchung eine weitgehende Missachtung dieser Problematik in vielen Arbeiten herausgestellt. Es wird zahlreich von Solifluktsdecken, periglazialen Fließerden, Kalkverwitterungslehmen, Deckschichten, Überdeckungen, Lößschleiern und Ähnlichem gesprochen. Dennoch ist nicht sauber zu trennen, ob es sich letztlich um Lagen bzw. Schichtglieder dieser Deckschichten handelt. Die Frage, inwiefern die periglazialen Deckschichten mit der meist als sehr alt eingeschätzten Terra Fusca zusammenhängen, wird offenbar nie gestellt. Aus der Erfahrung durch die vorliegende Arbeit weiß der Verfasser allerdings selbst, dass es ungemein schwierig ist, eine korrekte Einschätzung in diesen Fragen vorzunehmen.

Damit stellten sich folgende genetische und stratigrafische Fragen:

- Ist es überhaupt zur Ausbildung von periglazialen Deckschichten (im Sinne anderer nicht verkarsteter Mittelgebirge) in mitteleuropäischen Karstgebieten wie Schwäbische bzw. Fränkische Alb gekommen?
- wenn ja, wäre wie bei diesen eine Übertragung der charakteristischen Eigenschaften der Lagen nach AG BODEN (1996) möglich?

- inwieweit kann die Bildung der Deckschichten mit der Terra Fusca-Genese verknüpft werden, die ja in vielen Fällen selbst als periglazial verlagert gilt?
- sind die BvT-Horizonte womöglich holozäne Bildungen, die sich nicht aus Dolomit, sondern aus Fließerden mit bereits viel Lösungsrückstand, hoher Fraktur und hohem Lehmanteil schnell entwickeln konnten (vgl. SCHEFFER & MEYER 1963; SEMMEL 1978; KALLINICH 1999<sup>5</sup>) ?

Zahlreiche Untersuchungen zeigen, dass häufig periglaziale Lagen und Decken an Aufbau und Entwicklung der Bodenprofile beteiligt sind:

So bestätigt WITTMANN (1973: 62), dass Bankkalke, Massenkalk sowie Dolomite, periglaziale Verwitterungs- und Verlagerungsprodukte in Form von Solifluktsdecken bilden, in die häufig Lößlehm oder reliktsche Bodensubstanz aus der Kalksteinlösungsverwitterung eingemischt ist. Über eine Differenzierung in verschiedene Lagen wird keine Aussage gemacht.

PFEFFER (1986) weist in seiner Arbeit über die nördliche Frankenalb auf eine starke periglaziale Überprägung des Reliefs mit verschiedenen mächtigen Lehmdecken hin, wobei er (PFEFFER 1990a) den Begriff „Deckschichten“ benutzt. Diese liegen aufgrund des jüngeren Alters allerdings über den Terrae Fuscae (vgl. Abb.3). Eine Differenzierung kann nicht erfolgen. Auf die eklatanten Defizite der Deckschichtenforschung in Karstgebieten wird mehrfach hingewiesen.

TEICHMANN (1990) konnte Mehrschichtigkeit der Böden der nördlichen Frankenalb nachweisen. Insbesondere anhand von Schwermineralanalysen postuliert er in den obersten Schuttdecken eine äolische Fremdkomponente. Schon bei Rendzinen plädiert er für Mehrschichtigkeit. Eine Untergliederung von Solifluktslagen unterbleibt jedoch.

Nach ROTH (1994) ist eine Deckschichtengliederung im überlagernden Lößlehm meist problemlos zu identifizieren (vor allem durch Anteile an Lößlehmkomponenten sowie der Schwermineralführung). Es werden mehrphasige Terra Fusca-Bildungen vorgestellt. Als einzige dem Verfasser bekannte Arbeit werden die BvT-Horizonte durchweg den Basislagen zugeschrieben.

TERHORST (1997) sowie KALLINICH (1999) versuchen insbesondere durch Schwermineralanalysen, Schichtglieder an den Juraschichtstufen der Schwäbischen Alb in die Deckschichtengliederung nach SEMMEL (1968) einzuordnen. Das Vorkommen bzw. Nichtvorkommen von LST-Mineralen wird für eine Zuordnung zum Deckschutt bzw. älteren Lagen herangezogen. So konnte ein II TCv-Horizont mineralogisch als Basisschutt angesprochen werden, der sich eindeutig von einem überlagernden T-Horizont unterscheidet (TERHORST 1997: 54). Aber auch anhand schwermineralogischer Untersuchungen bleiben stratigrafische Einordnungen problematisch. Dies belegt SEMMEL (1996a) und führt es auf eine allgemeine Problematik und Unkenntnis des oberflächennahen Untergrundes in Karstgebieten zurück (SEMMEL 1996a: 256).

Weitere Beispiele für das Auftreten periglazialer Deckschichten geben zahlreiche Autoren, die die Bildungen der Terra Fusca als sicher holozän ansprechen. SMOLIKOVA & LOZEK (1962: 170) finden Terra Fusca nämlich nicht auf dem Muttergestein Travertin, sondern auf Frostschutt über festen Travertin. Ähnlich finden sie ROHDENBURG & MEYER (1968: 174) auf Muschelkalk-Frostschutt oder DILL & ZECH (1980: 7) auf einem Schuttkegel und

---

<sup>5</sup> nach KALLINICH (1999) müsste dann von Pelosolen gesprochen werden.

Fließerde in situ und holozän. BLEICH (1993: 104) befürwortet entweder eine vorholozäne Terra Fusca-Entstehung, oder aber eine Entwicklung aus eiszeitlichen Fließerden.

### 2.2.2.3 Zusammenfassung der Deckschichtenproblematik in Karstlandschaften

Anhand der Literatur wird zahlreich bestätigt, dass in auch Karstmittelgebirgen periglaziale Fließerden bzw. Schuttdecken entwickelt sind. In welchem Zusammenhang diese mit den oft als vorzeitliche Bildung angesehenen Terrae Fuscae stehen, bleibt offen. Allein die Untersuchungen von PFEFFER (1990), TEICHMANN (1990) und ROTH (1994) sprechen im übertragenen Sinn von „periglazialen Deckschichten“ und stellen deren Bedeutung für Hydrologie und Bodenentwicklung heraus. Eine Differenzierung nach AG BODEN (1996) in Basis-, Mittel-, Haupt- und Oberlage anderer nicht verkarsteter Mittelgebirge muss dennoch unterbleiben. Lediglich ROTH (1994) ordnet die BvT-Horizonte, auch verschiedener Altersstellung stets den „Basislagen“ zu. Auf die defizitäre Lage im Bereich solcher Untersuchungen wird jedoch mehrfach hingewiesen: Studien, die die periglaziale Deckschichten näher gliedern und Korrelationen zwischen Bodenhorizonten (T.F. oder BvT) und mehrschichtigen Periglazialsedimenten vornehmen, fehlen bisher weitgehend (TEICHMANN 1990: 268). Der Bedeutung der periglazialen Fließerden in Karstgebieten wurde nach Ansicht des Verfassers bislang zu wenig Berücksichtigung geschenkt.

### 2.2.3 Genese, Bildungsfaktoren und Alter der Terra Fusca in Mitteleuropa

Um die eigenen Geländebefunde stratigraphisch richtig einordnen zu können (siehe Kapitel 5.2), sollen hier zunächst die gängigen, aber doch sehr unterschiedlichen Auffassungen über Entstehungsfaktoren, Alter und stratigraphische Lage der Terra Fusca dargestellt werden (zusammengefasst in der Tabelle im Anhang A 4).

In der eher genetisch orientierten deutschen Systematik werden die Terrae Calcis als eigene Klasse C in der Abteilung der Terrestrischen Böden geführt (AG BODEN 1996: 197), während sie in anderen, eher diagnostisch aufgebauten Systematiken, wie z.B. FAO-Weltbodenkarte, oder US Soil-Taxonomy nicht gesondert klassifiziert und wie Braunerden behandelt werden (FAO-UNESCO 1988; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 427; BURGER 2000: 28). Die Frage, worin sich die genetischen und diagnostischen Merkmale der Terra Calcis-Böden von anderen Böden unterscheiden, beschäftigt nun seit mehr als 125 Jahren die bodenkundliche Forschung.

Die ersten Untersuchungen und die anfängliche Forschungsgeschichte sind ausführlich in WERNER (1958: 6 ff) dargestellt. Demnach gehen die ersten wissenschaftlichen Untersuchungen der Böden der schwäbischen Alb auf WOLFF (1878), gefolgt von PLIENINGER (1918), in Muschelkalkgebieten z. B. auf LUDECKE (1892)<sup>6</sup> zurück. Auf der Fränkischen Alb beschäftigt sich HÖFLE (1919) schon sehr früh mit Bodenbildungen auf Frankendolomit und Albüberdeckung. Zahlreiche weitere Arbeiten der 40er bis 60er Jahre und ihre Zielsetzung, in fast allen Fällen Untersuchungen mit mineralogisch-

---

<sup>6</sup> zitiert in WERNER (1958)

kolloidchemischen Methoden genetischer Ausrichtung, werden von BLUM (1968:12f) aufgeführt.

Schien es mehrmals befriedigende Lösungen zu geben, sind doch Diskussionen immer wieder aufs Neue entfacht worden und bis heute mit stark unterschiedlichen Einschätzungen in vollem Gang:

So schreiben z.B. BRONGER et al. (1984: 116), dass es nur wenige Bodentypen gebe, deren Alter – ob rezent oder relik – und weitere Bildungsfaktoren, besonders die klimatischen, so kontrovers diskutiert werden wie bei der Terra Fusca und vor allem der Terra Rossa.

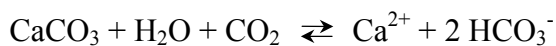
Nach BORGER & BECK (2000: 17) erhalten Bodenuntersuchungen in einem Karstgebiet häufig ihren eigenen Reiz, denn bodenkundliche Terminologie und Bodengenese sind oftmals nicht in Einklang zu bringen.

BURGER (2000: 30) stellt in seiner provozierenden Veröffentlichung „Gibt es Terra calcis Böden?“ gar ihre Existenz als Klasse, vor allem unter genetischen Gesichtspunkten, in Frage.

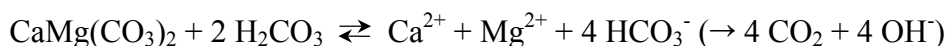
### 2.2.3.1 Lösungsrückstands-Theorien

Diese Aussagen beziehen sich überwiegend auf die weit verbreitete Lehrmeinung, dass die Rendzinen und Terrae Fuscae durch Auflösung von Karbonaten und Anreicherung von tonigem Lösungsrückstand (Karbonatlösungsrückstand = KLR) aus Kalken, Dolomiten und dolomitischen Kalkmergeln entstehen.

Dabei wird Kalk von kaltem CO<sub>2</sub>-haltigem und Ca-armem Regenwasser durchspült und nach



in lösliches Hydrogencarbonat umgewandelt und ausgewaschen. Der meist gröbere und härtere Dolomit verwittert gemäß



nach demselben Prinzip, nur die Löslichkeit ist aufgrund des Doppelsalzcharakters geringer als die der Einzelkomponenten (SCHLICHTING 1986: 56). Auch WERNER (1958: 25) bestätigt nach eigenen Untersuchungen die höhere Verwitterungsresistenz von Dolomit gegenüber Kalk. Wasseranalysen aus Dolomitgebieten weisen, entgegen der theoretisch geringeren Löslichkeit, schon bei niederen CO<sub>2</sub> Partialdrücken aber höhere Lösungsraten als Wasser aus Kalkgebieten auf. Zahlreiche Lösungsformen kommen deshalb in Dolomitgebieten, trotz deren geringerer Lösungsfähigkeit, keinesfalls seltener vor (HABBE 1989: 50). PFEFFER (1990: 18) führt dies insbesondere auf die längere Zirkulation des Wassers im Untergrund und auf größere Reaktionsoberflächen durch Vergrusung zurück (vgl. SCHMIDGALL 1997: 66).

Mit der Entkalkung geht eine Tonanreicherung durch Residualakkumulation einher, da die einst mit dem Kalk/Dolomit sedimentierten tonigen Feststoffe als Lösungsrückstände hinterlassen werden.

Diese Anreicherung wird von zahlreichen Autoren in Rechenbeispielen quantifiziert (SCHMIDT-LORENZ 1957: 8ff; WERNER 1958: 43; SCHEFFER 1962: 12f; REHFUESS 1990: 46f; HÄUSLER & NIEDERBUDDE 1992).

WERNER (1958: 43) berechnet zum Beispiel nach dem Ansatz:

$$\frac{\text{Mächtigkeit des Kalksteins}}{\text{Mächtigkeit des Verwitterungslehms}} = \frac{\text{Trockengewicht des Verwitterungslehms}}{\text{Spezif. Gewicht des Kalksteins (ca. 2,7)}} \times \frac{100}{\% \text{ KLR des Kalksteins}}$$

die Entstehung von 1 cm braunem Kalkverwitterungslehm (Terra Fusca) aus 126,0 cm Kalkstein mit 0,25 % Lösungsrückstand, 79 cm Kalkstein mit 0,40 % KLR, 11 cm Kalkstein mit 3,00 % KLR oder 4,5 cm Kalkstein mit 7 % KLR.

Ähnlich rechnet SCHLICHTING (1986: 57) mit der Bildung von 1 dm Feinboden je Meter 95 % -igem Kalkstein. Auch HÄUSLER & NIEDERBUDDE (1992) berechnen Bildungszeiten von Terrae Fuscae anhand Lösungsraten je nach Reinheit bzw. KLR-Gehalte der Kalk- bzw. Dolomitsteine.

Zahlreiche Autoren sind jedoch auch unterschiedlicher Auffassung. BURGER (2000: 29) beschreibt bei Antalya teilweise 3m mächtige Böden, wodurch bei 1 % Lösungsrückstand dabei über 100 m Travertin gelöst worden sein müssten. Diese können aber maximal bis in Höhe der Quelle aufwachsen und somit können Lösungsbeträge von 100 m und mehr nicht möglich sein. Er gibt Umlagerung als eine wahrscheinliche Erklärung an, weshalb Terrae Calcis nicht mit gleichgroßer Mächtigkeit das Karbonatgestein bedecken. Auch die Beimengung von Fremdbestandteilen in hohem Maße deuten auf eine starke Beteiligung von Fremdgestein hin.

BRUNNACKER (1957: 78) beschreibt in Verwitterungstaschen erhaltene, mehrere Meter mächtige, geköpften „Schotterlehme“ als ursprünglich sehr mächtige Bodenbildungen auf kalkgeröllreichen Schottern. Auch sie könnten nicht rein durch die beschriebene Residualakkumulation entstanden sein.

BORGER (1990: 116), der die Bohnerzlehme ebenfalls zur Frage der Genese einbezieht, lehnt diese Theorie ebenfalls als unmöglich ab. Bei den relativ mächtigen Bohnerz-Schichten müssten mehr als 100 - 120 m Kalkstein gelöst worden sein, was die maximale Mächtigkeit des Malm δ/ε bei weitem übersteigt. Dies trifft auch für die Beobachtungen anderer Autoren zu (MOOS 1921: 108; EICHLER 1961: 97<sup>7</sup>)

SCHEFFER et al. (1960 & 1962) betrachten (periglaziale) Fraktur, Nichtcarbonatgehalt und spezifische Auflösungsgeschwindigkeit des Kalksteins als entscheidende Größen für die Bodenentwicklungsgeschwindigkeit. Diese Ansicht wird von den meisten Autoren geteilt (WERNER 1958; BORZA et al. 1969; BRONGER 1976; DILL & ZECH 1980; KUHN 1991). Auf eine sprunghafte Anfangsentwicklung zur Mullrendzina (schon auf mittelalterlichen Bauwerken, wie Erd-Stein - Wällen), folgt eine starke Verringerung der Geschwindigkeit mit Annäherung an das Terra Fusca-Stadium. Auf Malmkalken < 6% KLR finden sich heute noch Rendzinen, während sich auf Kalkmergeln und Zechsteinkalken, die weit

<sup>7</sup> zitiert in BORGER (1990: 116)



höhere nichtcarbonatische „Verunreinigungen“ enthalten, eine wesentlich raschere Entwicklung hin zur Terra Fusca oder sogar Terra Rossa-artigen Böden, den Endstadien dieser Entwicklungsreihe einstellt (SCHEFFER et al. 1960: 29ff).

### 2.2.3.2 Rubefizierung

Fragen der Rubefizierung wurden ebenfalls lange Zeit diskutiert. Rote Böden wurden als Klimazeugen für warmes, tropoides Klima mit intensiver Verwitterung angesehen (MÜCKENHAUSEN 1958; SCHWARZBACH 1974).

BRONGER et al. (1984: 131) fanden heraus, dass Rotfärbung der Terra Rossa auf Hämatit zurückgeht und auf die Zeit bis zum Ältestpleistozän beschränkt ist. Terra Fusca enthält lediglich Goethit, welches sich noch in mittelpleistozänen oder jüngeren Warmzeiten entwickeln konnte. Rotfärbung findet also nicht nur bei subtropisch bis tropischen Bedingungen statt. Dies wird auch durch MEYER (1979) sowie SCHWERTMANN et al. (1982) bestätigt. Sie fanden schon ab einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von 7° C Rubefizierung vor. Nach ihnen sei vor allem das „Pedoklima“ der entscheidende Faktor. Das Freiwerden von Eisen in diesen Formen und seine Anlagerung ist demnach ein pedogener Prozess und nicht vom Ausgangssubstrat vererbt, da im Gestein noch keine Eisenoxide vorhanden sind.

Da eindeutig rotgefärbte, holozäne Terrae Fuscae in Mitteleuropa gefunden wurden, besteht heute kaum noch jemand darauf, dass eine Rubefizierung tropoiden Klimas bedarf.

### 2.2.3.3 Alter

Aufgrund der genannten Eigenschaften und Merkmale kommen die verschiedenen Autoren, je nach ihren Befunden, zu verschiedenen Alterseinschätzungen:

Für tertiäres Alter plädieren z.B. WILSON (1985<sup>8</sup>, Schottland), HEMME (1970), WITTMANN (1973) sowie ZECH et al. (1979) für die Fränkisch-Schwäbische Alb, SCHWARZBACH (1974) und MÜCKENHAUSEN (1958, 1978) für das Eifelgebiet.

ROTH (1994) belegt in lößbedeckten Kalksenken mehrphasige Bildungen mit Terra Fusca-Horizonten verschiedenen Alters. Für Terra Fusca-Relikte sei eine Alterseinschätzung schwierig, da mehrere Varietäten mit deutlichen farblichen und bodenartigen Unterschieden auftreten, die auf unterschiedliche Bildungsbedingungen und Alter schließen lassen. Da reine Terra Fusca selten vorkommt, werden diese erheblichen Unsicherheiten eingeräumt. KUHN (1991) räumt für die schwäbische Alb ein, dass neben pliozänen auch holozäne Terra Fuscae existieren, postuliert für die meisten aber alt- bis jungtertiäres Alter. WIRTH (1970)<sup>9</sup> stuft sie auf ein post-altpliozänes Alter ein. HÄUSLER & NIEDERBUDDE (1992) berechnen anhand der Residualakkumulationen je nach Reinheit der Kalke mit 38.000 bis 2,7 Mio. Jahren exakte Alter für die Terrae Fuscae der südlichen Frankenalb.

---

<sup>8</sup> zitiert in CATT (1989)

<sup>9</sup> zitiert in ROTH (1994: 14)

Pleistozän-interglaziales Alter (quartäre Warmzeiten) befürworten z.B. CATT (1989), BRONGER (1984) und SALGER & SCHMIDT-KALER (1975)

Terrae Fuscae mit eindeutig holozänem Alter beschreiben z.B. BIERMAYER & REHFUESS (1985, Bayerische Kalkalpen); ROHDENBURG & MEYER (1968, Muschelkalk-Frostschutt von Mitteldeutschland, Göttinger Wald); SCHWERTMANN et al. (1982) sowie ZECH & VÖLKL (1979) in den nördlichen Kalkalpen. MOLL (1970, Oberrheingraben) postuliert das warme und trockene Boreal als Entstehungszeit. Desweiteren befürworten SMOLIKOVA & LOZEK (1962: 170) sowie DILL & ZECH (1980: 7) holozänes Alter. BLEICH (1993: 104) befürwortet eine vorholozäne Entstehung, oder aber eine Entwicklung aus eiszeitlichen Fließberden.

#### 2.2.3.4 Allochthone oder autochthone Entstehung

Häufig spielt bei Untersuchungen zur Terra Fusca-Genese die Frage nach einer Beteiligung von Fremdmaterial eine bedeutende Rolle, d.h. ob eine Bodenentwicklung bzw. Residualanreicherung aus reinem Kalk- bzw. Dolomitsubstrat stattgefunden hat oder in diesem Fremdmaterial (wie z. B. kristalline Komponenten) nachgewiesen werden kann.

Als strittiger Punkt in dieser Frage werden häufig Quarze dargestellt:

Nach BORGER (1990: 118) ist mit dem Vorhandensein von Quarzen fast überall auf der Schwäbischen Alb zu rechnen. Obwohl in den eigenen röntgendiffraktometrischen Untersuchungen auch in den Dolomitaschen Quarze gefunden wurden (siehe Kapitel 5.2), bestehe nach BORGER (1990:118) Einigkeit darüber, dass diese nicht aus den Malmkalken entstammen können. Seit mehr als 100 Jahren werde aber zeitliche Einstufung sowie Art und Weise ihrer Herkunft diskutiert.

So beschreibt bereits HÖFLE (1918) das Auftreten von Quarzen in Profilen der Fränkischen Alb. Er geht davon aus, dass diese aus wässrigen Lösungen auskristallisieren, die mit vulkanischer Tätigkeit in Zusammenhang stehen. Nach eingehenden mineralogischen Untersuchungen kommt BORGER (1990: 118f)<sup>10</sup> zu dem Ergebniss, dass allochthones Material, vermutlich aus mesozoischen Sandsteinen, durch Flüsse tropischen Charakters auf die Kalke des oberen Jura transportiert wurde. Daneben sei ein Transport von Tonen und vor allem von gelösten Stoffen (z.B. Eisenlösungen) in der Schwebfracht anzunehmen, wie sie für tropische Flüsse typisch ist.

ROTH (1994: 12) beschreibt ältere Terra Fusca Relikte aus lehmigem Ton, deren Umlagerung ebenfalls durch vereinzelte Quarzbestandteile bewiesen wird. Größere Profilmächtigkeiten seien demzufolge ebenfalls ein Hinweis auf Umlagerung.

Auch BURGER (2000: 29) hat in hohem Maße Fremdbestandteile wie Radiolarite, Minerale vulkanischer Herkunft, Quarze, Glimmer und Feldspäte gefunden. Diese zeigten, dass die Böden in hohem Maße aus Fremdgestein und nicht aus dem Lösungsrückstand der

<sup>10</sup> Auch für die Böhnerzformation (Böhnerzlehme) von Karstgebieten (z.B. Schwäbische Alb) stellt sich die Frage, ob die Ausgangsmaterialien autochthone Bildungen sind und ausschließlich aus den Rückständen der Kalkverwitterung hervorgegangen sind, oder allochthones, für die Malmkalke fremdes Material eine Rolle im Aufbau der Böhnerze einnimmt bzw. ihn sogar in überwiegendem Maße bestimmt (BORGER, 1990: 116)

Travertine entstanden sind. Allerdings wurden diese Terrae Fuscae über Travertinen (Tschechische Republik) wahrscheinlich umgelagert, da diese in hangabwärts gerichteten Rinnenfüllungen in größerer Mächtigkeit liegen. Andeutungen auf eine Umlagerung ergeben sich auch durch ihre erhöhten Skelettanteile.

BURGER (2000: 29) beschreibt aber auch in situ-Terrae Calcis, bei denen senkrechte Klüfte zwischen Kalken und Mergeln gefüllt sind. Hier geht die Terra Fusca allmählich in den Mergel über und das sonst häufig vorkommende, kalkige Skelett fehlt.

ZECH & VÖLKL (1979) dokumentieren in den nördlichen Kalkalpen eine holozäne in situ Bildung einer typischen Terra Fusca aus spätglazialer Fließerde. In dieser sei aber schwermineralogisch ebenfalls eindeutig eine äolische, zentralalpine Komponente nachzuweisen. Es liegt also gewissermaßen eine in situ Bildung auf allochthonem Material vor.

Es soll an dieser Stelle noch eine Anmerkung zur Begriffsverwendung von „allochthon“ und „autochthon“ gemacht werden, da diese Begriffe bei Fragen zur Genese von Terrae Fuscae häufig in doppeltem Sinne verwendet werden:

Sowohl für Bodenbildungen an Ort und Stelle wie auch für Bodenbildungen, bei denen das Ausgangssubstrat keine Beteiligung von Fremdmaterial aufweist, wird der Begriff „autochthone Bildung“ verwendet. Hingegen wird „allochthon“ sowohl für umgelagerte Terrae Fuscae als auch für Terrae Fuscae verwendet, bei denen das Ausgangssubstrat für die Bodenbildung eine (allochthone / umgelagerte) Fremdmaterialkomponente aufweist.

Aus diesem Grunde müsste präziser klar gemacht werden, ob über den Ort der Bodenbildung oder die Charakteristik des Ausgangssubstrates gesprochen wird. In einer eindeutigen Formulierung wäre demnach beides zu nennen und beispielsweise von einer autochthonen Bildung unter Beteiligung von allochthonem Substrat gesprochen werden (Tab. 3).

Bessere Unterscheidung würde auch die Bezeichnung „in situ“ gewährleisten. Gemeint ist damit in aller Regel der Ort der Bodenbildung und nicht die Frage nach Beteiligung von Fremdmaterial.

**Tabelle 3:** Doppeldeutigkeit und exakte Verwendung der Begriffe autochthon und allochthon

	Ausgangssubstrat rein aus Kalkstein bzw. Dolomit (autochthon)	Ausgangssubstrat weist Fremdmaterial auf (allochthon)
in situ- (autochthone) Terra Fusca	autochthone Bildung aus autochthonem Substrat	autochthone Bildung unter Beteiligung von allochthonem Substrat
Umgelagerte (allochthone) Terra Fusca	allochthone T.F. aus autochthonem Substrat	allochthone T.F. unter Beteiligung von allochthonem Substrat

### 2.2.3.5 Stratigraphische Lage

Wichtige Hinweise zur Einschätzung der Situation auf dem Schloßberg geben auch Vergleiche mit der Stratigraphie anderer Terra Fusca-Profile (vgl. Abb. 3). Auf die großen Defizite in der Deckschichtenfrage der mitteleuropäischen Karstgebiete und die Einbindung der Terrae Fuscae in diese wurde bereits hingewiesen (vgl. Kapitel 2.2.2). Für stratigraphische Einordnungen, vor allem auch wenn es um den Problemkreis Qualität und Quantität von Bodenerosion geht, sind diese aber sehr wichtig.

SEMMELE (1991: 11) sowie PFEFFER (1990) stellen Terrae Calcis unter Kalkschutt aus dem jüngeren Tertiär und pleistozänen Warmzeiten vor, auf denen lößlehmhaltiger Solifluktionsschutt periglazialer Entstehung und pleistozänem Alter liegt.

SMOLIKOVA & LOZEK (1962: 170) beschreiben, dass an Travertinterrassen mit einem paläolithischem Kulturhorizont sich eine schwach lessivierte Terra Fusca entwickelte, die aber nicht dem Muttergestein aufliegt, sondern Frostschutt über festem Travertin. Die Autoren schätzen diese Bildung durch die Lage als sicher postglazial ein.

An anderer Stelle betont LOZEK (1986: 134) jedoch, dass es sich bei Flächen, die mit Terrae Calcis und vor allem mit Terrae Fuscae bedeckt waren, um Böden handelt, bei denen das tonreiche entkalkte Bodenmaterial unmittelbar dem Kalkfelsen aufliegt, von welchem es durch eine scharfe Grenze getrennt ist. Nach Entfernung dieser Bodendecke trete dieser Fels dann in Form von Karren ans Licht.

WITTMANN (1973: 67) stellt auf der Fränkischen Alb ein Profil vor, bei dem über einer mergeligen Solifluktionsdecke mit Frosttaschen und Einschlüssen von Terra Fusca konkordant hangend Kalksteinbraunlehm folgt. Diese Folge wird von Flugsand überlagert, in dem sich eine podsolige Brauerde entwickeln konnte (Abb. 3).

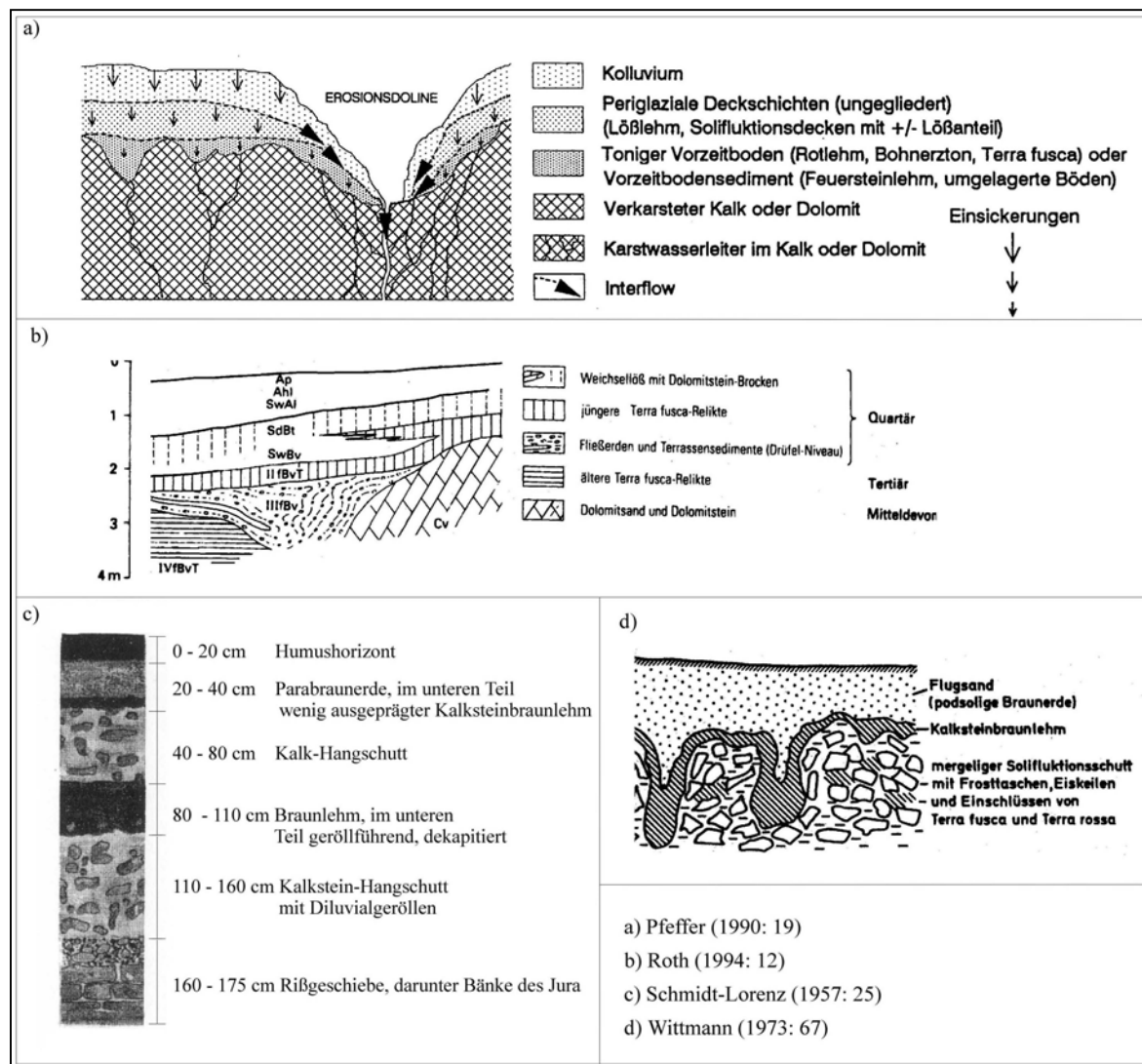
REHFUESS (1990: 48) betont die kleinräumige Verteilung der Bodenformen aus Malmkalken und äolischen Sedimenten. Er beschreibt ein Modell, nachdem auf Massenkalk lediglich Lehmrendzinen entwickelt sind. Demgegenüber sind auf den schichtigen Kalken, stark reliefabhängig flach-bis tiefgründige Terrae Fuscae entstanden (vgl. SCHEFFER et al. 1960). Diese sind in stärker flachen Bereichen von einem Lößschleier ausgekleidet worden, so dass sich dort eine Parabraunerde entwickeln konnte (vgl. Abb. 89).

PFEFFER (1990: 17) stellt Profile in der nördlichen Frankenalb vor, bei denen Vorzeitböden und Sedimente (Terra Fusca) auf verkarsteten Kalken und Dolomiten liegen, diese mit periglazialen Deckschichten, z.T. lößhaltig überdeckt werden und postglazial seit der Bandkeramikerzeit durch Bodenerosion abgetragen bzw. kolluvial überdeckt werden. Es liegen also Profile mit der Folge Kolluvium über periglazialer Deckschicht über Terra Fusca über Kalk/Dolomit vor (Abb. 3).

TEICHMANN (1990), der die Mehrschichtigkeit der Böden der Fränkischen Alb untersuchte, stellt dieselbe stratigraphische Lage wie PFEFFER (1990) fest. Danach liegt die Terra Fusca ebenfalls unterhalb der „periglazialen Deckschichten“.

Ein interessantes, vielgliedriges Profil stellt auch SCHMIDT-LORENZ (1957: 25) vor. Bei diesem Profil findet sich ein Kalksteinbraunlehm auf Kalksteinhangschutt mit Diluvialgeröllen über Rissgeschiebe über Jura-Bänken. Vermutlich hat sich die Terra Fusca somit auf einer risszeitlichen Kalksteinschuttdecke entwickelt.

ROTH (1994) stellt ebenfalls ein vielschichtiges Profil vor, bei dem verschieden alte Lössgenerationen und ihre Derivate von mehreren alten Terra-Relikten unterlagert werden (Abb. 3).



**Abbildung 3:** Beispiele für verschiedene stratigraphische Positionen der BvT-Horizonte von Terra Fuscae (nach: a) PFEFFER 1990: 19 b) ROTH 1994: 12 c) SCHMIDT-LORENZ 1957: 25 d) WITTMANN 1973: 67))

Insgesamt bleibt dennoch fraglich, welche Stellung die Terra Fusca innerhalb der Stratigraphie am Schloßberg Kallmünz einnimmt, da periglaziale Lagen oder Schichten im Liegenden einer verlagerten Terra Fusca auftreten, der meist selbst ein hohes Alter und eine periglaziale Verlagerung zugeschrieben wird. Die Stratigraphie und Eigenschaften dieser Terra Fusca werden zusammen mit Lösungsansätzen ausführlich in Kapitel 5.2 besprochen.

## 2.2.4 Teilzusammenfassung

Es hat sich gezeigt, dass in der Literatur viele unterschiedliche Ansätze, Ausgangssubstrate, Befunde und Interpretationen in Bezug auf die Entstehung von Böden auf Kalk- bzw. Dolomitgesteinen existieren. Streitpunkte sind immer wieder die Fragen nach Entstehung (allochthon oder autochthon; Rückstandstheorie), Alter und stratigrafischer Position. Klimatische Bedingungen sowie Fragen der Rubefizierung scheinen hingegen endgültig geklärt und akzeptiert zu sein.

Durch Umlagerungs- sowie Datierungsprobleme und dennoch Erhaltung, oft über geologische Zeiträume hinweg, findet man heute eine verwirrende Fülle verschiedenst aufgebauter Profile. Die Prinzipien bzw. Gesetze des Bodenbildes gestalten sich im Karst äußerst komplex, weshalb der oberflächennahe Untergrund in Karstgebieten eine besondere Problematik darstellt (SCHMIDT-LORENZ 1957:15; ROTH 1994; SEMMEL 1996a: 255f; BLEICH 2000:11).

Häufig werden anhand der Residualtheorie Berechnungen aufgestellt, ohne die Existenz periglazialer Fließerddecken zu berücksichtigen. Diese liegen bereits als schluffig-lehmige Substrate vor und besitzen hohe Karbonatlösungsrückstände. Allgemein wird periglazialer Fraktur, Nichtcarbonatgehalt und spezifischer Auflösungsgeschwindigkeit des Ausgangsgesteines eine entscheidende Rolle zugeschrieben (vgl. SCHEFFER et al 1960; 1962). Die Alterszuordnung der Böden orientiert sich daran. Ein holozänes Alter erscheint möglich, auf kompakten, reinen Massenkalken wird jedoch eine reliktsche Bildung angenommen. Eine wichtige Frage, die sich also, auch für das Untersuchungsgebiet am Schloßberg stellt, ist, was überhaupt das Ausgangssubstrat für die Bodenbildung darstellt? Häufig diskutiert wird ferner die Frage, ob es sich bei den Terrae Calcis um allochthone oder autochthone Bildungen handelt. Dies muss sicherlich von Fall zu Fall entschieden werden, es herrschen jedoch selbst bei ähnlichen mineralogischen Spektren stark unterschiedliche Ansichten vor. Für viele Autoren ist ein allochthoner Anteil dennoch unzweifelhaft.

Darüberhinaus werden verschiedene stratigrafische Lagen von BvT- (bzw. T-) Horizonten vorgestellt. Zum Teil liegen diese unterhalb periglazialer Deckschichten, was bei reliktschem Alter logisch erscheint (vgl. PFEFFER 1990a; TEICHMANN 1990). Zum Teil findet sich der BvT über einer Deckschicht, die als risszeitlich betrachtet wird, zum Teil aber auch innerhalb (SCHMIDT-LORENZ 1957). ROTH (1994) sieht die BvT-Horizonte als Basislage im periglazialen Deckschichtengefüge.

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, dass viele Punkte dieser Diskussion nach wie vor strittig sind und eine Einschätzung der oberflächennahen, bodenkundlichen Situation in Kalkstein- bzw. Dolomitgebieten komplex sein kann.

Versuche zu generellen Lehrmeinungen scheinen zu kurz zu greifen. Dies wird durch die stark unterschiedlichen Einschätzungen an den verschiedenen Standorten belegt.

Nach Einschätzung des Autors sollte deshalb gerade in Karstgebieten eine individuelle, auf die jeweiligen spezifischen Eigenheiten des untersuchten Standortes eingehende Lösung gesucht werden. Eine Einschätzung diesbezüglich ist auch für eine nicht in erster Linie pedogenetische Arbeit bedeutsam. Dies kann insbesondere für wichtige Themen wie etwa Fragen zur Rekonstruktion des präneolithischen Zustandes (Mächtigkeit, Verbreitung

Lösseinfluss) und Einflussnahme bzw. Veränderung dieses Bodenbildes durch den Menschen (z. B. Verkürzung von Profilen durch Bodenerosion) gelten.

Die Problematik liegt in der Erfassung der Vielfalt der karstmorphologischen Wesenszüge und ihrer Zuordnung zu den polygenen Entwicklungsmechanismen seit ihrer Entstehung (LIPPERT 1973: 54).

Anhand des in dieser ausführlichen Diskussion zu Entstehung von Böden in Kalk- und Dolomitgebieten dargelegten Forschungsstandes sowie eigener, genetischer Untersuchungs-methoden (s. Kapitel 5.2) wird eine eine Einschätzung der Genese und Charakterisierung der Schichtglieder am Schloßberg in Kapitel 5.2 dargelegt.

## **2.3 Bodenerosion in Karstlandschaften**

Die Wasserlöslichkeit des Gesteins verleiht den Karstlandschaften besondere hydrologische Eigenschaften (s. Kapitel 3.1). Diese typischen Eigenheiten führen auch beim Forschungsfeld Bodenerosion zu einer besonderen Konstellation: von einer Karstlandschaft wird im Allgemeinen erwartet, dass Niederschläge – soweit sie nicht verdunsten – ziemlich vollständig und sehr schnell in den Untergrund versickern (KARRENBURG 1968: 60). Karstgebiete sind deshalb bekannt für ihre oberflächliche Wasserarmut, die sich auch in zahlreichen Trockentälern widerspiegelt. Ohne oberflächlichen Wasserabfluss und in trockenen Tälern kann allerdings kein Bodenmaterial verspült werden. Eine Verspülung sollte also höchstens bis in die nächste Karstspalte stattfinden (WERNER 1958; MÜLLER 1974).

Dass es aber dennoch zu Verlagerung von korrelatem Sediment (Kolluvium), auch bis in die Vorfluter kommen kann, konnte sowohl durch die eigenen Untersuchungen belegt, als auch aus der Literatur entnommen werden. Zahlreiche Untersuchungen widmen sich den Konstellationen und Prozessen, die in Karstgebieten zu Erosion führen. Im Folgenden wird versucht, diese Konstellationen zu beschreiben und nach ihren Hauptprinzipien einzuteilen. Anschließend werden einige Beispiele genannt, bei denen über prähistorische Bodenerosion in Karstgebieten berichtet wird.

### **2.3.1 Faktorenkonstellationen bzw. Prinzipien bedeutsamer Bodenerosionsprozesse in Karstgebieten**

#### **2.3.1.1 Pleistozäne Erosion**

Während der pleistozänen Kaltzeiten kam es in den Karstmittelgebirgen zu starken Bodenverlagerungen. Bei der hier angeführten pleistozänen Erosion handelt es sich allerdings nicht um durch den Menschen verursachte Bodenerosion, also um Bodenerosion im engeren definitorischen Sinne (vgl. z. B. BORK 1988: 2). Sie sei hier dennoch vollständigshalber erwähnt, da ihre Bedeutung auf ältere, vorholozäne Böden als sehr weitreichend eingestuft wird. Es sei auch auf das Kapitel über Deckschichten (2.2.2) verwiesen.

So sieht MÜLLER (1974: 132) die großflächigen Bodenverlagerungen während der Kaltzeiten sogar als die mengenmäßig stärksten Verlagerungen auf der Schwäbischen Alb an. Auch REHFUESS (1990: 45) schätzt die Massenverlagerungen im Pleistozän als sehr stark ein: ältere Böden wurden ausgeräumt und frischer Fels oder Gesteinsschutt hinterlassen.

### 2.3.1.2 Subterrestrische Erosion

Dolinen fungieren als oberirdische Sammeltrichter des Niederschlagswassers, welches von ihnen aus unterirdisch den Karstquellen zugeführt wird (HABBE 1989: 50). Die damit einhergehende subterrestrische Erosion kann sicherlich als Eigenheit des Karstes bezeichnet werden. In diesen Fällen findet eine Verspülung lediglich bis in die nächste Karstspalte bzw. Doline statt (vgl. Abb. 4).

Einen interessanten Beitrag, vor allem im Bezug auf die eigene Untersuchungen zu Karsthohlformen (Dolinen) als Kolluvienfallen (vgl. Bilanzierung anhand PG 8 in Kapitel 5.7) liefern WHITE & WHITE (1995). Sie widmeten sich dem Wirkungsgefüge dieser Prozesse: Durch aktive Gesteinslösung, in Kombination mit weiteren Prozessen, auch in Zeitrahmen von hunderten bis tausenden von Jahren, können verschiedenartige Dolinentypen entstehen und den Transport von Sedimenten und Bodenmaterial beeinflussen. Dieser Transport hat eine vertikale und eine horizontale Komponente. Durch Schwerkraft und Einwaschung nach Extremniederschlägen wird Bodenmaterial durch Lösungsformen wie Röhren und Klüfte vertikal nach unten transportiert. Gemäß allgemeinen Strömungsgesetzen (zitiert wird z.B. HJULSTRÖM 1935) erfolgt die horizontale Komponente, der laterale Zutransport des Bodens, der dann über die genannten Hohlformen aus dem oberflächlichen Entwässerungssystem entlassen wird.

Dieser Prozess ist zwar, vor allem in tiefer unter der Oberfläche liegenden Bereichen schwer abzuschätzen, dennoch tritt ein Transport von unkonsolidierten Sedimenten und/oder Bodenmaterial durch Dolinen und Röhren in die zugehörigen unterirdischen Karstsysteme häufiger auf, als allgemein erachtet wird (WHITE & WHITE 1995: 77; WILSON 1995: 81). Durch das Überschreiten bestimmter Schwellenwerte werden diese Prozesse in Gang gesetzt. Als Parameter der vertikalen Komponente werden die Größe der Röhren und Klüfte, die Kohäsionskräfte des Bodenmaterials, die Bodenfeuchte sowie die Korngrößenverteilung verantwortlich gemacht (WHITE & WHITE 1995: 75). Für den lateralen Transport ist das energetische Überschreiten eines Schwellenwertes notwendig, der hauptsächlich durch die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers und die Korngrößenverteilung des transportierten Materials bestimmt wird. In Bezug auf diesen lateralen Transport wird zudem darauf hingewiesen, dass extreme Niederschlagsereignisse den wichtigsten Faktor darstellen (WHITE & WHITE 1995: 76).

Desgleichen berichten HARDWICK & GUNN (1990) neben Bodenerosionsforschungen in den oberirdischen Bereichen auch über Forschungen zu Transportprozessen korrelater Sedimente in den Untergrund von Karstgebieten hinab. Sie beklagen jedoch eine noch lückenhafte Forschungslage bezüglich dieser Art von Erosionsprozessen.

Als ähnliches Prinzip beschreibt BÖGLI (1978: 62), wie Schutt und Bodenbildungen, überwiegend bei der Entstehung von Lösungsdolinen, bei Lösung von Kalk nachsinken. Das Feinmaterial sowie Sand und Steine werden durch die erweiterten Fugen weggespült.



Vor allem sehr reine Kalke mit bis zu 5% Verunreinigungen zeigen ausgezeichnete Verkarstungsfähigkeit. Ferner zeigten Untersuchungen von Höhlensedimenten, dass diese zum überwiegenden Teil aus allochthonen Komponenten bestehen. Sowohl Bilanzrechnungen an den Höhlenlehmen als auch deren mineralogische Zusammensetzung und Gehalte an organischer Substanz sprechen klar dafür (BÖGLI 1978: 171).

OSTENDORFF (1955: 42) weist ebenfalls auf die nicht unbeträchtliche subterrestrische, durch die Verkarstung bedingte Erosion hin. Sie komme besonders nach der Entwaldung durch das Fehlen der Baumwurzeln in Gang.

Problematisch für das Auffinden solcher Formen ist jedoch, dass Gebiete, in denen Dolinen vorkommen häufig auch ackerbaulich genutzt werden. Kleinere (aktive) Dolinen werden dabei regelmäßig zugepflügt und sind somit kaum noch zu erkennen (HABBE 1989: 50).

Auch durch Subrosionsprozesse können verkarstungsfähige Gesteine ausgelaugt und gelöst werden. Mitunter können dabei unterirdische Hohlräume entstehen. CARLE (1979) beschreibt beispielsweise Subrosionserscheinungen in den Triasgipsen Süddeutschlands. IGL (2000) profitierte bei ihren Untersuchungen im Werratal von Hohlräumen, die durch Auslaugung unterirdischer Salzstöcke entstanden sind. Diese stellen mitunter günstige Ablagerungspositionen für Sedimentarchive dar.

### **2.3.1.3 Bodenerosion durch Extremereignisse<sup>11,12</sup>**

Trotz des Karstprinzips, einer Verlagerung und Verspülung von abgelöstem Bodenmaterial bis zur nächsten Karstspalte (MÜLLER 1974), findet dennoch Oberflächenabfluss und kolluviale Verlagerung bis hinunter in die angrenzenden Täler statt. Dies beweisen neben den eigenen Ergebnissen dieser Untersuchung auch Befunde der Karstforschung (vgl. Abb. 4).

Für erhebliche Bodenerosionsmengen werden vor allem an außergewöhnliche Wetterlagen gebundene Extremereignisse (kurze, wenige Stunden dauernde, konvektive Starkregenereignisse im Sommer), begrenzt auf kleine Einzugsgebietsflächen verantwortlich gemacht (KOEHLER 1995). Wichtig ist zudem eine bereits hohe Feuchtigkeitssättigung der Böden (JÜLICH 1995). Bei Ereignissen mit dieser Faktorenkonstellation können dann verschiedenste Substrate, egal welcher Erodibilität, gleichermaßen und unselektiv von der Ausräumung betroffen sein (ZEZSCHWITZ 1967).

Ein Beispiel für diesen Konstellationstyp liefert MÜLLER (1974: 132), der ein Extremereignis im Jahr 1964 beschreibt. Während eines nur kurzwährenden, intensiven Starkregenereignisses fand enormer Abtrag von Bodenmaterial bis hin zum Vorfluter statt. Über ein ähnliches Beispiel auf der Paderborner Hochfläche im Jahr 1965 berichten ZEZSCHWITZ (1967) sowie KARRENBURG (1968). ZEZSCHWITZ (1967: 208f) erörtert dabei, inwiefern Infiltration von den karsthydrologischen und bodenkundlichen Gegebenheiten

---

<sup>11</sup> maßgebliche Abflussverhältnisse in Karstgebieten bei Hochwasserereignissen hat KOEHLER (1995) untersucht. Vor allem die Reaktion der Karstgebiete auf diesen Typ des erheblichen Oberflächenabflusses machen auch ingenieurhydrologische Bemessungen zum Beispiel von Hochwasserschutzmaßnahmen (z.B. Rückhaltebecken) immer noch große Schwierigkeiten (KOEHLER 1995: 77). Ein konsequente, systematische Erhebung und Bewertung dieser Ereignisse wird gefordert.

<sup>12</sup> Auch in Nicht-Karstgebieten spielen sommerliche Extremereignisse für den Abtrag von Bodenmaterial eine herausragende Rolle (SEILER 1983; DIKAU 1986: 138)

abhängt. Art und Ausmaß der Bodenerosion sind jedoch in erster Linie von Relief und Vegetation und nicht von der Erodibilität der Substrate abhängig: Kolluvien, Lössfließerden, Solifluktionsmaterial und tonige Reliktböden (Terra Fusca) wurden gleichermaßen von der Ausräumung betroffen (ZEZSCHWITZ 1967: 208). Dauergrünland und Wald konnte hingegen eine konservierende Wirkung zugesprochen werden. Ferner wird über Rutschungen an Steilhängen infolge Wasserübersättigung berichtet. Auf ein solches Extremereigniss innerhalb des Untersuchungsgebietes, bei dem im Jahre 1982 Teile des Ortes Traidendorf bei Kallmünz unter großen Mengen von Schlamm begraben wurden, sei an dieser Stelle hingewiesen (s. Kapitel 5.4.2).

#### **2.3.1.4 Bodenerosion bei gefrorenem Untergrund**

Bodengefrorenis und Schneeschmelze sind die dominanten prozessteuernden Einflussfaktoren des Winterhalbjahres. Die durch Bodenfrost bedingte Infiltrationshemmung führt zu hohen Oberflächenabflussmengen (DIKAU 1986: 136). In dieser Hinsicht reagieren Karstsysteme dann vergleichbar mit anderen Landschaftsräumen, da die endogenen karsthydrologischen Eigenschaften quasi außer Kraft gesetzt sind (vgl. Abb. 4).

MÜLLER (1974: 132) sowie BLEICH (1995) schreiben gefrorenem Untergrund mit Frostgefrorenis der Karstspalten aber bereits angetautem Oberboden vor allem im Winter und Vorfrühling hohe Bedeutung für den Bodenabtrag zu. OSTENDORFF (1955) und WERNER (1958) weisen ebenfalls darauf hin, dass auch heute noch nennenswerter Bodenabtrag von vegetationsfreien Stellen an besondere Konstellationen gebunden ist: zum Beispiel, wenn Karsthohlräume noch durch Bodenfrost geschlossen sind, der Oberboden aber bereits aufgetaut ist.

Auch KOEHLER (1995: 75) bestätigt, dass Ereignisse mit verhältnismäßig kurzen Niederschlagsereignissen im Winter (Dauer wenige Tage) mit Abtauen von verhältnismäßig geringen Schneehöhen bei gefrorenem Boden in hohem Maße zu Oberflächenabfluss führen.

Ist der Boden jedoch nicht gefroren, erfolgt der Abfluss, auch bei länger andauernden Niederschlägen und großen Schneehöhen zum größten Teil über eine Passage im Karst-Kluftsystem.

#### **2.3.1.5 Bodenabtrag durch plastisches Fließen**

Die Böden von Kalk- und Dolomitgebieten zeichnen sich üblicherweise durch ihre außerordentlich hohen Tongehalte aus. Zahlreiche Autoren weisen diesen tonreichen Terrae Calcis besondere rheologische Eigenschaften zu; insbesondere KUBIENA (1948), LIPPERT (1973) und AUERSWALD (1993; 1998) betonen, dass sie feucht hochplastisch sind und zu amöboidem Fließen neigen. Auch TERHORST (1997: 195) spricht ihnen vor allen Dingen in translationalen Bewegungen und Fließungen eine bedeutende Rolle zu.

KUBIENA (1948: 77) betont dabei die Funktion der kolloidalen Kieselsäure als wirksamem Schutzkolloid. Diese bedinge im Solzustand die hochplastischen Eigenschaften der Braunlehmsubstanz und damit ihre Fähigkeit zu zähem (amöboidem) Fließen.

AUERSWALD (1998: 66) betont ferner, dass im Allgemeinen die Einflüsse des Menschen auf gravitative Formen der Bodenverlagerung weniger augenfällig sind als auf Wasser- und Winderosion. Eine verminderte Walddichte, z.B. hervorgerufen durch Rodung, kann jedoch zu mehr Sickerwasser führen, da waldfreie Flächen ca. 300 - 400 mm weniger Wasser pro Jahr verdunsten als Wälder. Dies kann langfristig zu einer stärkeren Durchfeuchtung im Untergrund unterhalb der Wurzelzone führen. Liegt dort ein zu Rutschungen neigendes Substrat vor, kann so ein ehemals stabiler Hang instabil werden. Auch WERNER (1958) schreibt dem wirtschaftenden Menschen eine verursachende Rolle zu: nach Rodungen sieht er vor allem auch Massenfließen als bedeutsamen Prozess, da stabilisierendes Wurzelwerk entfernt wurde.

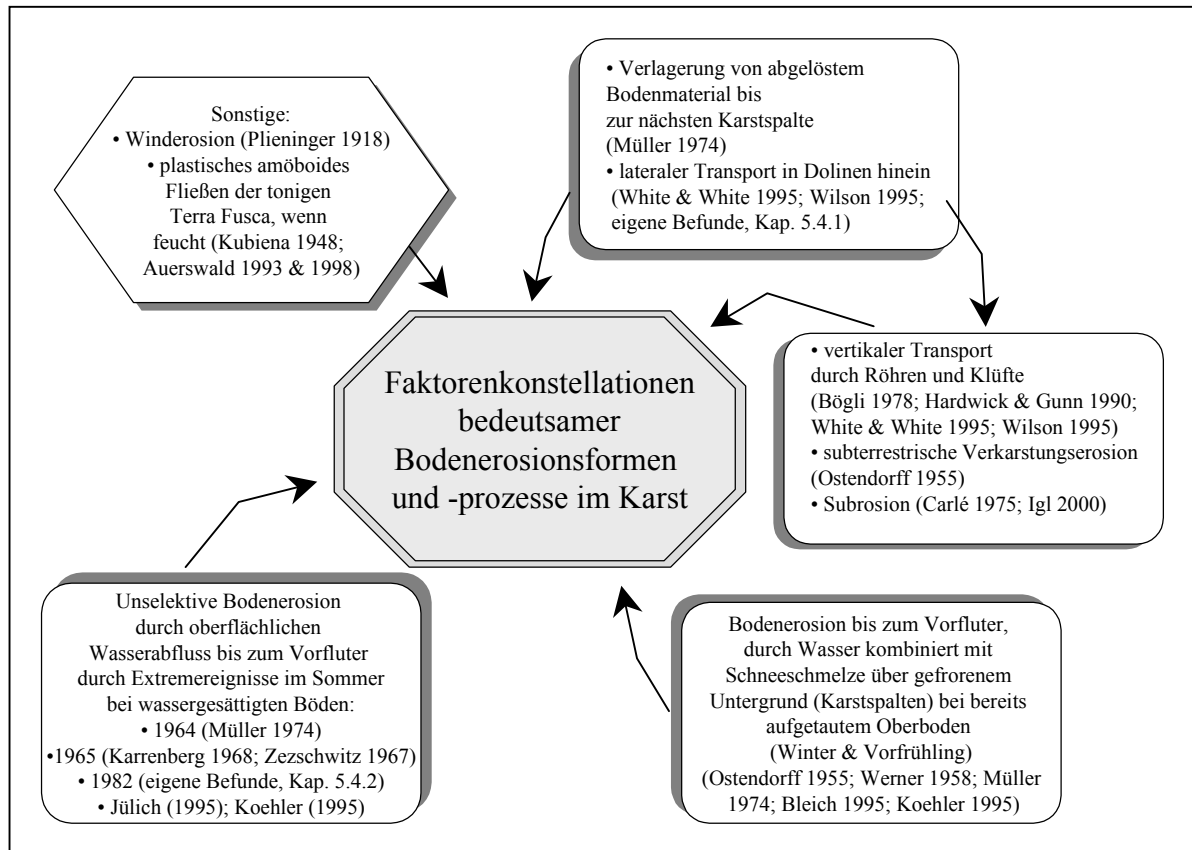
#### **2.3.1.6 Winderosion**

Einzig PLIENINGER (1918: 181) berichtet auf der Schwäbischen Albhochfläche über nennenswerte Bodenerosion durch Wind. Erhöhter Winderosion wird somit in süddeutschen Karstgebieten kaum Bedeutung beigemessen. Der Vollständigkeit halber soll sie hier dennoch genannt werden.

#### **2.3.1.7 Zusammenfassung der Faktorenkonstellationen bedeutsamer Bodenerosionsformen und -prozesse in Karstgebieten**

Bodenerosionsformen und -prozesse werden in Karstgebieten durch die Wasserlöslichkeit des Gesteins und somit der hydrologischen Eigenschaften beeinflusst. Eine Zusammenstellung maßgeblicher Faktorenkonstellationen wird in Abb. 4 gegeben. So wird Bodenmaterial zunächst nur bis zur nächsten Karstspalte bzw. Doline verlagert. Durch unterirdische Lösungsprozesse entstehen desweiteren Räume, die durch infiltrierendes Bodenmaterial und Sedimente verfüllt bzw. durchwandert werden. Auf Schwierigkeiten der Prozessbeschreibung, Quantifizierung und Einschätzung von Schwellenwerten als Forschungsdefizit in Karstgebieten wird hingewiesen (HARDWICK & GUNN 1990; WHITE & WHITE 1995).

Als günstige Faktorenkonstellation für oberflächlichen Bodenabtrag werden zudem Wasser, kombiniert mit Schneeschmelze, bei gefrorenem Untergrund und bereits aufgetautem Oberboden genannt. Wie auch in Nicht-Karstgebieten wird zudem Extremereignissen ein herausragender Stellenwert eingeräumt: sprunghaft ansteigender Bodenabtrag mit z. T. deutlicher Ausformung von Hangrinnen wird bei auf Feldkapazität gesättigten Böden vor allem bei Gewittern im Sommer beobachtet (vgl. JÜLICH 1995).



**Abbildung 4:** Faktorenkonstellationen bedeutsamer Bodenerosionsformen und –prozesse in Karstgebieten (ohne glaziale und periglaziale)

### 2.3.2 Beispiele für (vor-) geschichtliche Bodenerosion in Karstgebieten und Bilanzierungen

Die Verbreitung von Gebieten mit Untersuchungen zu vorgeschichtlicher Bodenerosion ist quasi identisch mit der Verbreitung der klassischen Lössgebiete (vgl. Kapitel 2.1). Untersuchungen zu vorgeschichtlicher Bodenerosion sind in Karstgebieten deshalb eine große Ausnahme. Informationen darüber werden neben den eigentlichen, häufig pedogenetischen Forschungsschwerpunkten in aller Regel eher nebenbei erwähnt.

Eine Hauptrolle kann in dieser Hinsicht sicherlich V. LOZEK zugeschrieben werden. Seit beinahe 50 Jahren konnte er in zahlreichen Untersuchungen, vor allem im tschechischen und slowakischen Karst, eine naturbedingte Entwicklung der Karstumwelt der Nacheiszeit entwerfen und prähistorische, anthropogene Landschaftsveränderungen abschätzen (LOZEK & PROSEK 1956; JÄGER & LOZEK 1968, 1978; LOZEK 1980, 1986, 1988). Hauptmethode dabei war die Malakologie, also die Auswertung fossiler Mollusken. Mehrfach werden Travertine und Ablagerungen an Höhleneingängen als geeignete Archive erwähnt (LOZEK & PROSEK 1956; LOZEK 1988). Zum Teil wurden jedoch auch korrelierte Sedimente als Untersuchungsobjekte herangezogen (LOZEK 1988). Den Karstgebieten werden in den Arbeiten vorteilhafte Eigenschaften zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte zugeschrieben. Als zusammenfassende Ergebnisse der Arbeiten kann eine in kaum nennenswertem Maße anthropogen beeinflusste Umwelt während des Neolithikums gelten.

Während der Bronzezeit nimmt die anthropogene Einflussnahme jedoch zu und erreicht einen außerordentlichen Höhepunkt zur späten Bronzezeit (Urnenfelderzeit). Diese wird auch als die Zeit der großflächigen Versteppung der Karstgebiete (Mitteleuropas) angesehen, wobei natürliche und anthropogene Ursachen eingeräumt werden (LOZEK 1986, 1988). Markante Wendepunkte der Landschaftsentwicklung stellen die Grenzen der Bronze- und Eisenzeit dar (LOZEK 1998: 60). Inwieweit die Ergebnisse aber tatsächlich generalisiert auf Mitteleuropa übertragbar sind, bleibt jedoch zu prüfen.

PFEFFER (1990: 17) beschreibt in der Fränkischen Alb Kolluvien und Bodenerosionsphasen durch Rodungen seit der Bandkeramikerzeit bis ins Mittelalter. Allerdings werden diese nur prinzipiell angenommen und nicht näher erläutert oder gar detailliert vorgestellt.

Fluviale und limnische Sedimente in Subrosionssenken des Werratals untersuchte IGL (2000). Durch die Auslaugungen des Zechsteinsalinaris wurden Sedimentfallen geschaffen, durch die eine hohe zeitliche Auflösung der Auenlehme gegeben wurde. Im Rahmen dieser, durch Verkarstung begünstigten Archivsituation, konnte eine detaillierte landschaftsgeschichtliche und fluvialmorphodynamische Rekonstruktion der letzten 15.000 Jahre durchgeführt werden. Stärkere anthropogene Einflüsse sind, obwohl pollenanalytisch ab dem Neolithikum und intensiver ab der Eisenzeit nachweisbar, sedimentologisch erst ab dem Mittelalter nachvollziehbar. Die Intensität, insbesondere früher anthropogener Einflüsse, spiegelt sich daher nicht im Sedimenthaushalt der Subrosionssenken wider (IGL 2000: 137). Dennoch können diese von Auenlehmen ausgefüllt Senken und Hohlräume als ausgezeichnete Archive der Landschaftsogenese bezeichnet werden (IGL 2000).

Auch NILLER (1998) berichtet über Untersuchungen im Bereich der Malmkalke der südlichen Frankenalb. Dort wurden anhand kolluvialer Archive verschiedene Erosionsphasen ausgegliedert (s. Kapitel 2.4.2). Auf Besonderheiten durch den Karstformenschatz wird jedoch nicht näher eingegangen. Eine Bilanzierung war ebenfalls nicht möglich.

BORGER (2000) beschreibt ein in einer Doline konserviertes, mehrfach geschichtetes Kolluvium. Vermutet wird ein prähistorisches Alter, das jedoch nicht näher bestimmbar ist (z.B. Datierung, Bilanzierung).

WERNER (1958: 16) sieht in den skelettreichen Ackerböden („Fleinsböden“, heute Rendzinen,) durch Bodenerosion und Pflug veränderte Terrae Fuscae. Wann diese Erosionen stattgefunden haben, wird nicht näher erläutert. An anderer Stelle (WERNER 1958: 28) werden jedoch die dem Verfasser als einzige bekannten, in Zahlen ausgedrückten Werte über prähistorische Erosion im Karst gegeben: So wurde ein alter Römerweg seit der Römerzeit mit 95 cm Kolluvium hinterfüllt. Damit kann eine mittlere Abtragshöhe von 1 - 3 mm / Jahr angegeben werden (bei WERNER 1958: 28, werden, sicherlich fälschlicherweise, „cm“ als Einheit angegeben!). Verantwortlich werden Schmelzwässer bei gefrorenem Untergrund gemacht, wodurch die Wirkung der Verkarstung kurzzeitig aufgehoben wird (s. Kapitel 2.3.2.4).

Für weitere Angaben zu Bodenerosion in Karstgebieten sei auf die zusammenfassende Tabelle im Anhang A 5 verwiesen.

## 2.4 Geowissenschaftliche Untersuchungen bronzezeitlicher Höhensiedlungen

Der Schloßberg von Kallmünz gehört mit seiner nahezu ca. 50 ha großen Innenfläche zu den wichtigsten und bedeutendsten befestigten Höhensiedlungen der Bronze- und Urnenfelderzeit im bayerischen Raum (STROH 1975). Hierzu zählen eine ganze Reihe von Anlagen, unter anderem auch die großen Anlagen des Frauenbergs bei Kelheim sowie der Bogenberg bei Straubing (vgl. STROH 1975; RIND 1999). Eine Tabelle weiterer wichtiger Siedlungen (z.B. Eiersberg, Bullenheimer Berg, Ehrenbürg, Staffelberg, u.a.) und ihrer Forschungsstände ist im Anhang beigefügt (Tabelle Anhang A 6).

Eine Auflistung aller Höhensiedlungen Deutschlands legt RIND (1999) vor. So finden sich allein in Bayern 101 Stück. RIND (1999) stellt auch den archäologischen Forschungsstand zu Höhensiedlungen zusammenfassend vor. Schnell wird deutlich, dass hier sowohl archäologisch als auch geowissenschaftlich eklatante Lücken klaffen. Bis auf einige wenige sind alle anderen forschungsgeschichtlich in aller Regel unberührt geblieben.

Eine fundierte wissenschaftliche Erforschung dieser Anlagen fordert eine fächerübergreifende, interdisziplinäre Herangehensweise (vgl. SCHAUER 1993, 1995). Nach beinahe einem Jahrhundert der Monodisziplinarität tritt die Forschung nach wie vor auf der Stelle und steht immer noch am Anfang (SCHAUER 1995: 162).

Dies liegt sicherlich zugleich daran, dass auch geowissenschaftlich und paläobotanisch bisher nur wenige solcher Anlagen angegangen wurden. Dem Verfasser sind bisher nur zwei intensive Forschungstätigkeiten geowissenschaftlicher Art an solchen Anlagen bekannt.

Da auch die vorliegende Arbeit an einer bronzezeitlichen Höhensiedlung ansetzt, soll hier eine knappe Zusammenfassung der Ergebnisse bisheriger geowissenschaftlicher Forschung an den genannten Höhensiedlungen erfolgen. Für ausführlichere Informationen sei auf die zitierten Werke verwiesen.

### 2.4.1 Bogenberg bei Straubing<sup>13</sup>

Der Bogenberg, ca. 100 m über dem nördlichen Ufer der Donau, am Übergang zwischen Dungau und Bayerischem Wald gelegen, ist aus mylonitisiertem Perlgnais aufgebaut. Die Hochfläche des Berges kann in ein Oberes und Unteres Plateau gegliedert werden.

Während sich auf nahezu dem gesamten Oberen Plateau Parabraunerden aus Löss als native Böden entwickeln konnten, kommt es auf den nur gering lössbeeinflussten Deckschichten des Unteren Plateaus während der holozänen Bodenbildung lediglich zur Ausbildung von sauren Braunerden. Das Bogenbergplateau besteht also aus zwei naturräumlich unterschiedlich ausgestatteten Teilbereichen, die für eine anthropogene Nutzung des Berges unterschiedliche Bedingungen bereitstellen.

Als erster bronzezeitlicher Siedlungsplatz wird so auch das Obere Plateau mit seinen fruchtbaren Lössböden ausgewählt. Ein Abschnittsgraben, der die westlichen zwei Flächendrittel des Gipfelplateaus vom übrigen Bergrücken abtrennte, gehört der ältesten

<sup>13</sup> Bearbeitung im Rahmen einer Dissertation durch Dipl. Geogr. T. Nuber unter dem Arbeitstitel: „Bodenkundlich-sedimentologische Forschungen zum anthropogen induzierten Landschaftswandel am Bogenberg bei Straubing“

Siedlungsphase an (DAMMINGER & SCHAUER 1997: 436; PUTZ & SCHAUER 2001: 378; PUTZ 2002).

Vorliegende <sup>14</sup>C-Daten aus den ältesten Schichten des großen Sperrwalles berechtigen zur Annahme, dass auch dieser Fortifikationsabschnitt bereits während der mittleren Bronzezeit bestand (PUTZ & SCHAUER 2001: 393). Bereits diese erste Nutzungsphase führt zu einer weitgehenden Denudation der Böden im Ostteil des Oberen Plateaus. Belege dafür sind postmittelbronzezeitliche Grabenverfüllungen, die keinen Hinweis auf Lössbürtigkeit zeigen, während sich im Westteil noch bis in die mittlere Urnenfelderzeit Parabraunerden, belegt durch einen unter einem Wallkörper dieser Zeit fossilisierten Parabraunerderest, finden. Die Stratigraphie der Kolluvien zeigt dabei eine regelhafte Abfolge: Urnenfelderzeitliche, umgelagerte Sedimente kappen diskordant ältere Umlagerungen, streichen außerhalb der Grabenverfüllung und Wallkörper auf dem anstehenden Gneis aus und werden stets von mittelalterlichen Sedimenten überlagert (HEINE et al. 1997: 446).

Als das Ergebniss rückschreitender Erosion unter Wald wurden zudem metertiefe Kerben und Runsen im Nordhang gefunden. Dazwischen gelegene ungestörte Parabraunerde-Profile zeigen, dass die Bodenerosion konzentriert in diesen Kerben und Runsen ablief. HEINE et al. (1997: 448) deuten dies als Beleg für die Bildung von Erosionsschluchten unter Wald.

Die geomorphologischen und pedologischen Befunde bestätigen eine kleinräumig differenzierte Umgestaltung des Oberen Plateaus in den frühesten Abschnitten der vorgeschichtlichen Besiedlung. Während für das Untere Plateau bronzezeitlich noch keine anthropogenen Aktivitäten nachweisbar sind, wurde auf dem Oberen Plateau für die Holzerde - Fortifikation der vorhandene Löss z.T. bis auf den anstehenden Gneis abgetragen, wodurch sich die Siedler ihre auf Ackerbau gestützte Versorgungsgrundlage vor Ort entzogen. Spätestens seit dem 14./13. Jahrhundert v. Chr. war die befestigte Siedlung daher auf organisierte, regelmässige Versorgung von außen angewiesen (PUTZ & SCHAUER 2001: 393).

Während der älteren und mittleren Urnenfelderzeit (12. - 10. Jh. v. Chr.) ist die befestigte Siedlung unter Einbeziehung des Unteren Plateaus erheblich erweitert worden. Die Bodenumlagerungen setzen sich fort. Zu dieser Zeit ist im Westteil des Oberen Plateaus nur noch wenig und im Ostteil gar kein lössbürtiges Substrat mehr zu finden. Im Bereich des Unteren Plateaus greifen die anthropogenen Eingriffe der mittleren Urnenfelderzeit und die damit verbundenen Umlagerungsprozesse nicht über den Innenraum der Wallanlagen hinaus. Während es innerhalb der Verteidigungsanlagen zu einer starken Degradierung und Verkürzung der Böden kommt, bleiben die anthropogenen Auswirkungen auf die Böden außerhalb der Wallanlagen minimal. Dies zeigen neben dort vollständig erhaltenen Bodenprofilen auch geringe Kolluvienmächtigkeiten in Hangfußbereichen am Ostsporn des Berges. (HEINE et al. 1997: 449).

Sowohl Befunde als auch geringe Keramikmengen, die auf das Ende der Urnenfelderzeit (1000 - 800 v. Chr.) verweisen, lassen vermuten, dass die Siedlungsaktivität bis zur endgültigen Aufgabe der Besiedlung im 8. Jh. v. Chr. stetig abnimmt (PUTZ & SCHAUER 2001: 393). Das Obere Plateau ist zu dieser Zeit bis auf das anstehende Gestein von den Böden entblößt.

Erst mit der Marienwallfahrt setzt im Mittelalter nach einer fast 2000-jährigen Siedlungsunterbrechung eine erneute Besiedlung des Bogenberges ein. Bis dahin haben sich

überwiegend Rohböden in substratabhängiger Ausprägung entwickelt. Auch Materialauftrag aus der Donauaue kann jedoch die natürlichen bodenökologischen Eigenschaften nicht wieder herstellen.

#### 2.4.2 Frauenberg bei Kelheim<sup>14</sup>

Mit einer Höhe von 449 m NN erhebt sich der Frauenberg ebenfalls gut 100 m über das epigenetische Durchbruchstal der Donau bei Weltenburg. An seinen West- und Nordflanken fällt das Gelände teils senkrecht zum Fluss ab. Nur in südöstlicher Richtung ist die Reliefenergie geringer. Das Areal des Frauenbergs besitzt somit strategisch eine ähnlich herausragende Lage wie der Schloßberg bei Kallmünz. Es ist durch insgesamt 4 Abschnittswälle gegliedert.

Neben den stellenweise bis an die Oberfläche reichenden Malmkalken der südlichen Frankenalb kommen dort folgende Substrate vor: tertiäre Albverwitterungslehme mit unterschiedlichen Anteilen an Lösslehm, Verwitterungslehme mit Kreiderelikten und in seinem Ostbereich kleine Lössareale (SCHMIDT-KALER 1968; NILLER 2001: 43).

Die Befunde wurden nach RIND (1997, 1999), HEINE et.al. (1997), NILLER et al. (1997) und NILLER (1998, 2001) zusammengestellt:

Nur für die exponierten Kuppenbereiche des Frauenbergs von > 420m NN ist eine würmzeitliche Lössablagerung nicht nachweisbar. Ansonsten kommt es im Würm zu einer weitflächigen Lössbedeckung. Durch noch erhaltene Bodenreste (Bt-Horizonte holozäner Parabraunerden unter verschiedenen Abschnittswällen) ist die ehemalige Lössmächtigkeit zu rekonstruieren. Als natürliche holozäne Bodenbildung ist eine Parabraunerde aus Löss bis Sandlöss, in Hanglagen aus Lösslehm nachgewiesen, die präurnfelderzeitlich bereits voll entwickelt war. Die Tongehalte der Bt-Horizonte belaufen sich auf maximal 35%. Für die vorgeschichtliche Besiedlung bedeutet dies, dass am Frauenberg günstige Ackerstandorte dominierten.

Die im Mittelneolithikum einsetzende Besiedlung des Frauenbergs, mit weiteren Siedlungsschwerpunkten in der Bronze-, Urnenfelder- und Frühlatènezeit sowie einer spätrömischen Nutzung führt zur Rodung der ursprünglichen Laubmischwälder und zur Anlage von Ackerflächen. Diese Flächen sind zwischen dem Wolfgangswall und dem äußersten Abschnittswall zu vermuten. In den Jahrtausenden der vorgeschichtlichen Besiedlung und Landnutzung degradierte der Mensch die Böden des Frauenbergs entscheidend und nachhaltig. Dies konnte anhand von Profilen unter Wallanlagen belegt werden.

Mehrere vorgeschichtliche Erosionsphasen konnten rekonstruiert werden:

Eine ältere Erosionsphase (ca. 3300 v. h. und/oder älter) ist durch die Profile im Liegenden des äußersten Abschnittswalles dokumentiert. Die Wallanlage wurde neben Bt-Resten der nativen Parabraunerde auf bereits anthropogen verlagertem Solummaterial errichtet, wie Holzkohlefunde und Störungen des Bodengefüges in diesen Bodenhorizonten beweisen (NILLER 2001: 45). Zeitlich ist diese Erosionsphase nicht exakt eingrenzbar. Sie kann

<sup>14</sup> Bearbeitet im Rahmen einer Dissertation von Dipl. Geogr. Dr. H. P. NILLER (1998)



bereits im Neolithikum und/oder Bronzezeit eingesetzt haben. Wahrscheinlich ist jedoch ein geringfügig höheres bzw. gleichhohes Alter wie die Errichtung des in die frühe bis mittlere Urnenfelderzeit zu datierenden Walles.

Anhand der Granulometrie der korrelaten Sedimente ist nachzuweisen, dass in jener Zeit neben lößbürtigen Substraten auch sandige Materialien aus dem kaum bedeckten Kuppenbereich des Frauenbergs abgetragen werden. Sie verfüllen ein ehemals kerbtalartiges Relief unterhalb des Walles. Dort sind die Löss-Parabraunerden vor der Ablagerung der lehmig sandigen Kolluvien bereits vollständig ausgeräumt worden. Dies wird erklärt durch eine Phase mit erhöhter Linearerosion in der Bronze- oder frühen Urnenfelderzeit, sicher jedoch vor Anlage des Walles.

Eine jüngere Erosionsphase (ca. 3000 v. h. und jünger), im Zuge der Errichtung und Erneuerung des Abschnittswalles, ist durch lößbürtige Kolluvien innerhalb der Wallanlagen und in den Wällen selbst belegt. In diesen sind zum Teil pedogenetische Prozesse, wie zum Beispiel Tonverlagerung nachzuweisen, die eine lange Bildungsdauer benötigen und damit für mehrere tausend Jahre alte Kolluvien sprechen. Das urnenfelderzeitliche Alter des Walles und der Wallkolluvien ist neben den archäologischen Befunden auch über Radiokohlenstoff- und IRSL-Daten eindeutig abgesichert (RIND 1999; NILLER 2001: 44). Außerdem dokumentieren die Böden und Kolluvien, dass auf dem Frauenberg zeitweise günstige Bedingungen für die Bodenbildung (eventuell ca. 7. Jh. n. Chr.) geherrscht haben.

Unter der Wallschüttung des dritten Walls konnte ein lediglich 0,1 - 0,2 m mächtiger fossiler Bodenrest gefunden werden. Es handelt sich dabei um Reste eines T-Horizontes einer periglazial verlagerten Terra Fusca mit Anzeichen von Toneinspülung an den Aggregatoberflächen. Durch Lessivierungsmerkmale wird sie als Parabraunerde-Terra Fusca angesprochen. Die Tongehalte gehen bis über 40 %. Dieser erosiv verkürzte Boden wird fossilisiert von kolluvialen Straten von ca. 50 cm Mächtigkeit. Die Kolluvien sind mit etwa 30 % sehr tonig. Auch sie konnten mittels IRSL als urnenfelderzeitliche Umlagerungen datiert werden. Lokale Umlagerungsprozesse erfassten die hier anstehenden Terra Fusca Böden. Diese lassen sich auch in den Eisengehalten deutlich von den Lössböden differenzieren. Tonmineralogisch ließen sich die unterschiedlichen Substrate hingegen nicht differenzieren.

Im vorgeschichtlichen Siedlungsareal zwischen Wolfgangswall und dem nordwestlichen Sporn des Frauenbergs war es problematisch, Bodenerosionsphasen nachzuweisen und zu datieren. Es ließen sich keine entsprechenden Kolluvien finden. Es ist zwar auch hier von einer wärmzeitlichen Lößablagerung auszugehen, Hinweise auf in situ Parabraunerden fehlen jedoch ebenfalls. Da auch die spätrömische Kulturschicht fast vollständig verloren gegangen ist, wird vermutet, dass auch hier mit und/oder nach der römischen Nutzung noch erhebliche Bodenumlagerungen vonstatten gegangen sind. Dies trifft insbesondere auch für das Mittelalter zu.

Zusammenfassend ist die gegenwärtige bodenökologische Situation des Frauenberges durch ein fast völliges Fehlen der holozänen Böden (Parabraunerden mit mindestens 0,4 m mächtigem Bt-Horizont bei Tongehalten von 35%) gekennzeichnet. Unter den Wällen sind Reste der Parabraunerden mit maximal 0,2 m mächtigen Bt Horizonten sowie geringmächtige Kolluvien erhalten.

Am Frauenberg setzte Bodenerosion bereits früh in vorgeschichtlicher Zeit ein. Besonders stark ist die erosiv-kolluviale Umgestaltung der Landschaft während der Urnenfelderzeit.

### 2.4.3 Domberg bei Freising

Eine geowissenschaftliche Untersuchung zum anthropogen induzierten Landschaftswandel und zur Paläoökologie am Freisinger Dombergs steht noch aus. Lediglich ein 1967 vom Landbauamt Freising in Auftrag gegebenes und vom Bayerischen Geologischen Landesamt durchgeführtes Gutachten über die Untergrundverhältnisse im Rahmen der Vorbereitung für dessen Bebauung an der Nordseite (Richtlinien für Gebäudefundierung), gibt bescheidene, themenrelevante Auskunft. Es wurden in dessen Rahmen 16 Bohrungen bis in Tiefen von 10 - 25 m niedergebracht (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1967). Pollenanalytische Untersuchungen im Umfeld des Dombergs stellt PETERS (2002) vor.

Der Freisinger Domberg hat mit 460 m Länge und 270 m Breite die Form einer plankonvexen Linse. Er wird von beiderseits von Armen der Moosach umflossen. Die Böschungen sind nach allen Seiten steil (etwa zwischen 30 - 40°). Der höchste Punkt liegt mit 470 m NN an seiner Südseite im Bereich des Domes, was einen Höhenunterschied von ungefähr 30 m gegenüber der Talsohle bedeutet. Vom Dom aus fällt die ebene Seite des Geländes zunächst flach gegen die nördliche Böschungskante und gegen die nordöstliche Ecke, um dann steil abzufallen.

Aus den feinsandig-mergeligen bzw. sandig-kiesigen Schichten der Oberen Süßwassermolasse bestehend, liegt der Freisinger Domberg als Zeugenberg inselartig vor dem Rand des Tertiären Hügellandes. Im allgemeinen wird er von einer lehmigen Solifluktsdecke aus reinem Tertiärmaterial bedeckt. Diese kann abgedeckt sein und an ihrer Stelle finden sich bis zu einer Mächtigkeit von 5 m künstliche Aufschüttungen (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1967: 3)

Als Befunde konnten am stark überbauten Domberg relativ klare Untergrundverhältnisse festgestellt werden (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1967: 2). Die einzigen bodenkundlich-geowissenschaftlichen Hinweise für eine anthropogene Überprägung sind die im Gutachten angesprochenen künstlichen Aufschüttungen, die stellenweise bis zu 5 m Mächtigkeit besitzen und sich in ihrer Zusammensetzung und Stärke sehr unterscheiden. Diese „Überdeckung“ besteht aus kiesiger Auffüllung, aus Ziegelschutt und aus humosem Material. Vor allem unmittelbar an der Böschungsoberkante und am Böschungsfuß der Nordseite des Dombergs erreicht die Überdeckung die maximalen Höhen von 3,0 bis 5,0 m (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1967: 4). Ansonsten liegen die Überdeckungshöhen in der Regel zwischen 1 - 2 m.

Diese „Überdeckungen“ werden nicht weiter charakterisiert. So kann nicht gefolgert werden, ob es sich um tatsächlich nur um „künstliche Aufschüttungen“ handelt, oder ob womöglich Kolluvien als korrelierte Sedimente, verursacht durch Bodenerosion, an deren Aufbau mit beteiligt sind. Die Lage dieser Schichten an der nördlichen Böschungskante sowie des nördlichen Böschungsfußes, die an die nach Nord gerichtete, ebene und flache Geländeseite des Berges anschließen, sind günstige Stellen für die Ablagerung von Kolluvien, vergleicht man sie mit Positionen an den anderen untersuchten

Höhensiedlungen. So finden sich z.B. an der Südwestseite des Schloßbergs Kallmünz ebenfalls an der Böschungskante kolluviale Sedimente sowie am Böschungsfuß mächtige kolluviale Schwemmfächer. Dennoch ist am Domberg eine Einstufung als Kolluvien, vor allem bei den genannten hohen Mächtigkeiten und der gänzlich fehlenden Beschreibung nicht zu leisten. Eine zeitliche Aufschlüsselung nach Qualität und Quantität könnte nur eine Untersuchung der dortigen Sedimente erbringen.

Wegen der isolierten Lage des Dombergs, einer praktisch wasserundurchlässigen oberflächennahen Schicht und wasserdurchlässigen sandig-kiesigen, selten mergeligen Schichten im Untergrund wurde auf dem Berg in keiner Bohrung Grundwasser angetroffen. Lediglich bei einer Bohrung im nördlichen Bereich wurde zwar bei einer Tiefe von 6, 10 m eine durchnässte Schicht angetroffen, ein Grundwasserspiegel stellte sich jedoch nicht ein (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1967: 4).

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass in der Nähe des Freisinger Dombergs durch PETERS & BANKUS (2000) sowie PETERS (2002) auch archäobotanische Untersuchungen durchgeführt wurden. Sie zeigten klare Belege für ackerbauliche Landnutzung bereits zu mittelnolithischer Zeit (PETERS 2002: 132). Während Bronze- und Eisenzeit ist diese weiterhin und mit einer Verstärkung der Prozesse nachzuweisen. Als bedeutsam wird ein schlagartig einsetzender und sehr markanter Anstieg der Frequenzen von Pollen kulturzeigender Arten mit dem Beginn der frühen Bronzezeit gewertet. Hinzu kommen Belege, dass der Mensch ab der Bronzezeit schon einen gewissen Druck auf die Erlenwälder der Niederungen ausgeübt hat (PETERS 2002: 133).

#### **2.4.4 Teilzusammenfassung**

Nur wenige Anlagen von Höhensiedlungen in Bayern können als archäologisch gut untersucht bezeichnet werden. Eine Tabelle mit Kurz-Beschreibungen der Befunde und ihrer Interpretationen von ausgewählten, wichtigen vorgeschichtlichen Höhensiedlungen in Bayern findet sich im Anhang (s. Tabelle Anhang A 6).

Die Erforschung der befestigten Höhen aus Bronze- und Urnenfelderzeit tritt jedoch nach nahezu einem Jahrhundert intensiver Forschungstätigkeit weitgehend auf der Stelle und steht immer noch am Anfang (SCHAUER 1995: 162). Der Forschung stellen sich nach wie vor eine Fülle von Fragen zur Platzwahl, Funktion, Bau-, Nutzungs- und Versorgungsweise, zur Siedlungskonstanz und Siedlungsabfolge sowie übergreifenden Prinzipien oder Einzelschicksalen dieser Anlagen.

In vielen Fällen sind keine Gräber vorhanden, die mit den Besiedlungsphasen übereinstimmen (RIND 1999: 293). Oft fällt es schwer, aufgedeckte Siedlungsausschnitte mit nahegelegenen Urnengräberfriedhöfen in bestandskräftige Beziehung zu setzen (SCHAUER 1993: 73). Zudem ist eine Klärung der Frage, inwieweit sich die Höhensiedlungen in die umgebende Region eingliedern, von dieser versorgt werden und als Zentralorte gelten können, noch immer nicht befriedigend geklärt. SCHAUER (1995: 162) gesteht ein, dass sich die Forschung mit der Annahme von Zentralorten als vorläufigem Deutungsversuch einstweilen behelfen muss. So ist in zukünftigen Untersuchungen sicherlich auch das Umland stärker und differenzierter ins Blickfeld zu nehmen (vgl. KOSSACK 1995a). Dies müsste beispielsweise im Hinblick auf einen

feststellbaren, mit Besiedlungsschwerpunkten gleichzeitig verlaufenden Anstieg an Siedlungsplätzen der Region geschehen.

Die Belegung und Besiedlung von Höhensiedlungen zeigt offensichtlich keine übergreifende, einheitliche Konformität. Es gibt unterschiedliche Befunde und Interpretationen zu Fragen der Belegungszeiten und Kontinuität. In Sachsen häufen sich zunehmend auch Hinweise, dass es wehrhafte Höhensiedlungen bereits ein halbes Jahrtausend früher (Altbronzezeit) als bisher gedacht gegeben hat (SIMON 1990: 421). Diese wurden dort lange Zeit fälschlich in die jüngere Bronzezeit datiert. Der ersten älterbronzezeitlichen Höhensiedlung - einmal als solche erkannt - werden jedoch gewiss weitere nachfolgen (SIMON 1990: 421). Ferner konnte in einer naturräumlich dem Schloßberg von Kallmünz eng verwandten bronzezeitlichen Höhensiedlung auf einem Bergsporn im Fränkischen Jura Ackerbau bereits zu neolithischer Zeit (Chamer Gruppe) nachgewiesen werden (ZEITLER 1994).

Nur durch einen interdisziplinären Ansatz und Forschungen im geowissenschaftlichen und paläobotanischen Kontext können weitere wichtige Resultate erzielt werden, die die bisherige, rein archäologisch ausgerichtete Forschung unterstützen und darüber hinaus bedeutende Ergebnisse bringen, die monodisziplinär nicht zu erbringen sind. So brachte vor allem die Auswertung von Böden, Kolluvien und Torfkörpern als Geoarchive im Bereich vorgeschichtlicher Höhensiedlungen einen hohen Informationsgewinn. Paläobotanisch konnten bislang nur im Umfeld des Freisinger Dombergs Ergebnisse erzielt werden (vgl. PETERS 2002). Dieser stellt allerdings durch dichte Bebauung keine auswertbaren Kolluvien als Archive bereit.

Bei den geowissenschaftlichen Untersuchungen hat sich gezeigt, dass unterschiedliche naturräumliche Voraussetzungen der Höhensiedlungen am Bogenberg und Frauenberg, ebenso wie unterschiedliche Besiedlungs- und Ackerbauphasen anzunehmen sind. Auf dem Bogenberg bei Straubing lassen sich extreme vorgeschichtliche Bodenerosionserscheinungen in einem, im Vergleich zum Frauenberg bei Kehlheim, recht kurzen, aber hochintensiven Zeitraum der Besiedlung nachweisen. Insgesamt gesehen kann die geowissenschaftliche Erforschung solcher Anlagen mit nun lediglich drei detailliert untersuchten Objekten jedoch als äußerst lückenhaft und sehr exemplarisch bezeichnet werden.

Eine interdisziplinäre Forschung, insbesondere unter Beteiligung der geowissenschaftlichen und paläobotanischen Disziplinen stellt einen jungen Ansatz in Bezug auf die Höhensiedlungen dar. Zunehmend wird sie von vielen Seiten als unabdingbar erachtet und große Hoffnungen werden an sie geknüpft. Denn solange Detailuntersuchungen in Siedlungskammern mit Methoden der erweiterten Landesaufnahme und unter Hilfestellung der Geologie, Geowissenschaften und paläobotanischer sowie physikalischer Prospektionsmethoden noch weitgehend fehlen, müssen derartige topographische Skizzen aussagearm bleiben (SCHAUER 1993: 73).

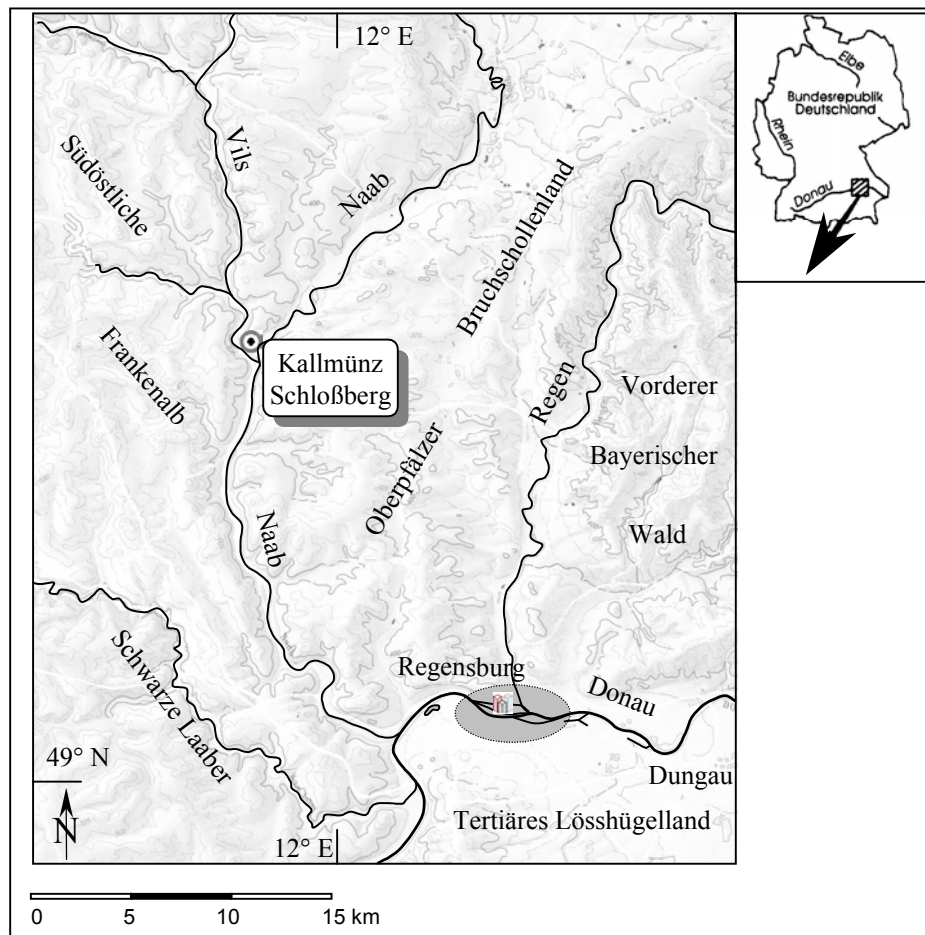
### 3 Naturraum und Landschaftsanalyse

#### 3.1 Lage des Untersuchungsgebietes und Übersichtsplan

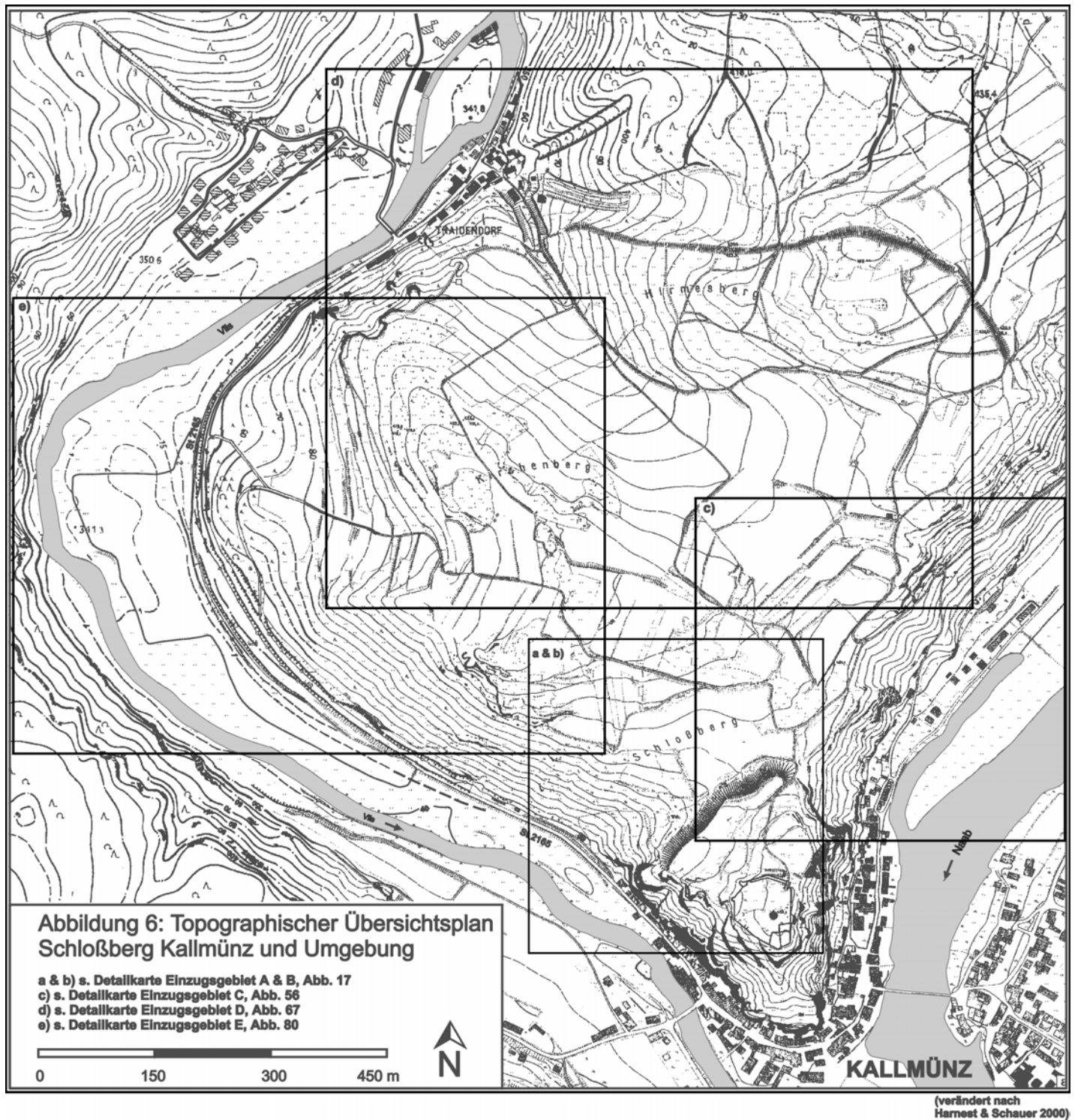
Kallmünz liegt etwa 25 km nordwestlich von Regensburg, an der Mündung der Vils in die Naab. Naturräumlich stellt die Region den Ostrand der mittleren bzw. südöstlichen Fränkischen Alb dar (s. Abb. 5).

Abbildung 6 stellt einen topographischen Übersichtsplan des Schloßbergs und seinem Umfeld dar. Auf diesem sind weitere Angaben zur Lage von Detailkarten verzeichnet.

Der Einfachheit halber wird das Wort „Schloßberg“ im „weiteren Sinne“ benutzt, d.h. die Plateaulage inklusive dem näheren Umkreis, wie insbesondere Kirchen- und Hirmesberg. Werden diese Standorte im Speziellen gemeint, so werden die genauen Namen verwendet.



**Abbildung 5:** Lage des Untersuchungsgebietes im Umfeld seiner naturräumlichen Einheiten



**Abbildung 6:** Topographischer Übersichtsplan des Schlossbergs und Umgebung

### 3.1.1 Die Ortsgeschichte von Kallmünz und seinem Umfeld

Das untere Naabgebiet bei Regensburg war bereits während der Altsteinzeit ein Siedlungszentrum. Vor allem Höhlen dienten als paläolithische und mesolithische Lebensstätten (HERRMANN 1960).

Auf dem Schloßberg oberhalb Kallmünz lag einst eine großflächige, vorgeschichtlich befestigte Höhensiedlung (s. Abb. 6). Mit > 40 ha Gesamtfläche zählt sie zu den größten dieser Anlagen in Bayern (RIND 1999).

Sie besitzt 2 Wallanlagen. Ein innerer, mehr als 10 m hoher Ringwall liegt direkt auf dem Sporn des Schloßbergs. Der äußere, weitläufige Wall grenzt im nördlichen Bereich des Hirmesbergs das Plateau gegen die Hochfläche der Alb ab. Während der Urnenfelderzeit war Kallmünz vermutlich der Zentralort eines größeren Bezirkes. Für den Bereich der Oberpfalz stellt sie auf jeden Fall die größte derartige Anlage dar (STROH 1970: 181).

Forschungsgeschichtlich zieht diese Anlage schon seit nahezu einem Jahrhundert das Interesse auf sich. Das Beispiel des Schloßberges bei Kallmünz belegt jedoch, wie unsicher und dürftig dabei die Quellenlage über solche Siedlungen ist (FRISCH 1998: 285).

Bei den ersten Grabungen 1916/17 und 1956/57 konnte eine eindeutige Verknüpfung der beiden Wallanlagen und ihrer Siedlungsfläche nicht ermittelt werden (DOLLACKER 1916; REINECKE 1917, 1956; STROH 1958). Vom Schloßbergsporn wurde dabei mehr als ein Zentner prähistorischer Scherben geborgen. Jenseits des Schloßbergwalles in Richtung auf den Kirchen- und Hirmesberg konnten nur wenige Funde aufgesammelt werden (SCHAUER 1993). Die Befunde geben zwar einige Hinweise auf Siedlungsaktivitäten, können aber letztendlich keine konkreten Befunde zeigen (FRISCH 1998: 310). Von einer Belegung des Platzes in der Bronze-, Urnenfelder- und Latènezeit ist zweifellos auszugehen, die vorgeschichtliche Befestigung am Schloßberg bleibt aber unklar. Exakte Datierungen haben die Untersuchungen nicht zugelassen, ebenso muss Alter und Funktion der Wälle auf Hirmes- und Kirchenberg offenbleiben (FRISCH 1998).

Während der aktuellen Grabungen seit 1998 konnte ein revidierter Plan der Anlage entworfen werden (HARNEST & SCHAUER 2000). Neben zahllosen Keramikfragmenten aus Urnenfelder-, Latènezeit und des Mittelalters konnten wenige Fundstücke mittelbronzezeitlicher Keramik geborgen werden. Ein Begehungshorizont kann eindeutig der Frühlatènezeit zugeordnet werden (HARNEST & SCHAUER 2000: 522).

HARNEST & SCHAUER (2000: 524) reihen die Anlage aufgrund des Fundguts und der festgestellten Konstruktionsmerkmale einer mehrphasigen Bruchsteinmauer unter dem inneren Wall unter die Höhenbefestigungen der Urnenfelder- und Frühlatènezeit ein. Die jüngsten Wallschichten lassen eine Nutzung der älteren Fortifikation auch während der Spätantike und im Frühmittelalter vermuten. Eine noch spätere Nutzung liegt durchaus im Bereich des möglichen, ohne dass die Anlage baulich hätte verändert werden müssen. Weitere Erkenntnisse erhofft man sich nun vor allem durch die interdisziplinäre Herangehensweise im Rahmen des Graduiertenkollegs (s. Kapitel 1).

Für weitere, detaillierte Informationen bezüglich des vor- und frühgeschichtlichen Forschungsstandes sei an dieser Stelle auf die Literatur verwiesen (z.B. REINECKE 1917, 1956; STROH 1970, 1975; TORBRÜGGE 1959, 1979; FRISCH 1998; HARNEST & SCHAUER 2000, 2002).

Erwähnenswert ist darüberhinaus, dass in einem Radius von 10 km sämtliche metallzeitliche Vorgeschichtsfundstellen in eine Bearbeitung aufgenommen wurden. Die

große Anzahl der Fundstellen belegt, dass das Gebiet in der Vorgeschichte besiedelt war. Zahlreiche, bisher nicht gegrabene und nicht näher datierte Grabhügelgruppen schränken zwar die Aussagemöglichkeit ein. Dennoch zeigt sich, dass die Höhensiedlung oberhalb Kallmünz in allen besiedelten Zeiten in ein zeitgleich bestehendes Siedlungsgefüge eingebettet war (frdl.mündl. Mitt. Frau Brennstuhl, M.A.<sup>15</sup>). Auch die auf der Kuppe bisher nicht belegte Hallstattzeit weist Besiedlung im Umfeld auf. Dies kann durch das bekannte Gräberfeld von Schirndorf eindrucksvoll belegt werden (STROH 1970).

Seit seiner ersten urkundlichen Nennung im Jahre 983 n. Chr. wird der Markt Kallmünz immer wieder in Quellen und Chroniken erwähnt (SCHNEIDER 1983; STAHL 1983). Die heute in Ruinen vorzufindende Burganlage auf dem südlichen Schloßbergsporn stammt vermutlich aus frühgotischer Zeit (BOOS 1998). Als erste Karten liegen dem Verfasser die Pfalzneuburgische Landesaufnahme von 1598 (SCHERL 1960) sowie die Ur-Aufnahme aus dem Jahre 1841 vor.

Einen bedeutenden Einfluss auf Umwelt und Ökosysteme der Region hatte auch der Bergbau. Hintergründe und Untersuchungsergebnisse werden in Kapitel 5.6 diskutiert. Vor allem im Zuge dieser Funktion als montanhistorisches Gebiet existieren einige detailgenaue Beschreibungen von Hammerwerken oder Ereignissen mit exakten Maß- oder Zeitangaben (z.B. SCHNEIDER 1983; STAHL 1983; GÖTSCHMANN 1985). Zur Geschichte ab dem Mittelalter sei zudem auf KNAUER (1961), LASSLEBEN (1978), MARKT KALLMÜNZ (1983) und EMMERIG (1985) verwiesen, die teilweise interessante Hinweise über Bevölkerungsdynamik, Kriegsereignisse (z.B. 30 jähriger Krieg), Wüstungsphasen und Rezessionen bereitstellen.

Alle Aussagen über die Zeit vor dem 9. Jh. n. Chr. stützen sich jedoch auf die oben genannten Grabungen.

### 3.2 Geologie

Für geologische Forschung bietet die Frankenalb eine Vielzahl von Betrachtungsmöglichkeiten: von weltberühmten Fossilien, jahrhundertelanger paläontologisch-stratigraphischer und sedimentologischer Forschung bis hin zum Karstformenschatz mit seinen Höhlen, die als früheste menschliche Behausungsstätten Nutzung fanden. Dazu kommen die Dauerprobleme der Wasserversorgung (NOLLAU 1989: 11). Diese Vielschichtigkeit spiegelt sich auch in der Anzahl der geologischen Publikationen wieder. Eine Auflistung bis 1965 findet sich bei v. FREYBERG (1974). Bis 1989 hat die Anzahl geologischer Publikationen über diese Region schon 3.500 überschritten (NOLLAU 1989: 11). Auch in Hinsicht auf Karten im Rahmen der geologischen Landesaufnahme ist die Frankenalb im Vergleich zu anderen, auch bayerischen, Regionen sehr gut versorgt. Dennoch liegt bis heute keine offizielle geologische Karte des Geologischen Landesamtes München (GK 25) vom Blatt Kallmünz vor. Diese Lücke schließen bisher Kartierungen von MÜLLER (1961) und MEYER (1974, 1977) sowie Spezial- bzw. Detailaufnahmen (MEYER 1974 und MEYER & SCHMIDT-KALER 1995). Bei der Darstellung des Schloßbergs und seiner Umgebung sind auf diesen allerdings leichte Differenzen festzustellen.

---

<sup>15</sup> Doktorandin am Lehrstuhl für Vor- und Frühgeschichte München; Bearbeiterin des Umlandes des Schloßbergs



Aufgrund der Vielzahl verschiedener Fazies, allein schon innerhalb des Malms, gestaltet sich die geologische Ausstattung des Raumes relativ kompliziert. Diese ist jedoch für eine Vielzahl von Fragestellungen dieser Arbeit bedeutsam. Nach einem weiträumigeren geologischen Überblick (Kapitel 3.2.1) soll deshalb näher auf die Faziesverteilung am Schloßberg selbst eingegangen werden (Kapitel 3.2.2).

### 3.2.1 Geologische Einordnung des Arbeitsgebietes

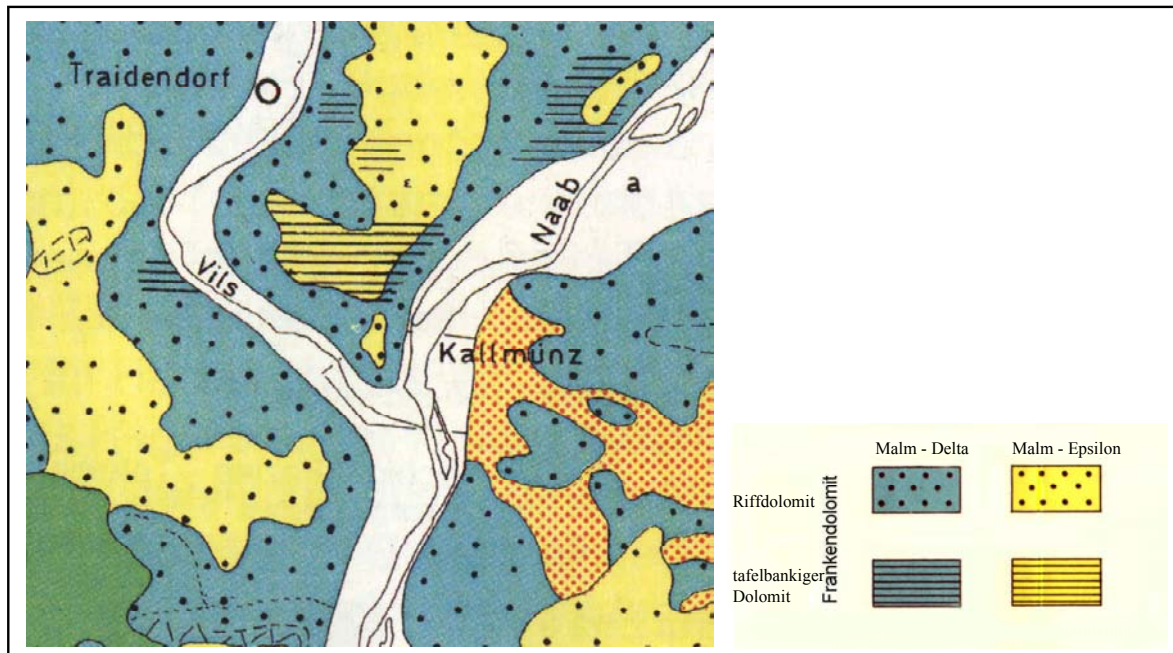
Einen guten Überblick über die Geologie der Frankenalb liefern unter zahlreichen Autoren beispielsweise APEL (1971), RICHTER (1985) oder RUTTE (1992).

Die fränkische Alb ist Teil des süddeutschen Schichtstufenlandes. Der Gesamtaufbau zeigt dies mustergültig im Wechsel der Lithologie der einzelnen Glieder der Juraformation (NOLLAU 1989: 14). Sie bestehen aus versteinungsreichen, ehemaligen Flachmeer-Ablagerungen. Das eigentliche Charaktergestein des Albkörpers sind die hellen Malmkalke des Weissjura. Sie werden vor allem nach Leitfossilien in  $\alpha$  -  $\zeta$  untergliedert. Je nach lithologischer und biofazieller Ausbildung wird der Malm der Frankenalb regional in drei Faziesräume differenziert, die durch Riffwachstum markierte Faziesscheiden voneinander getrennt werden (von Nord nach Süd): Nördliche Frankenalb – Wiesent Riffschranke – Mittlere Frankenalb – Parsberger Riffschranke – Südliche Frankenalb – Ries Riffschranke (nach ZEISS 1968).

Der Schloßberg und sein Umfeld liegen im Malm der mittleren Frankenalb. Es stehen vor allem Weissjura  $\delta$  und  $\epsilon$ , meist dolomitisiert als Massenkalkfazies und tafelbankige Fazies an (vgl. Abb. 7).

Die Schichtenfolge bis zum Grundgebirge wurden in mehreren Bohrungen um Regensburg und in der südöstlichen Fränkischen Alb geklärt (SCHMID 1982; SCHMIDT-KALER 1985; MEYER & SCHMIDT-KALER 1987). Bei der Tiefbohrung Kallmünz (MEYER & SCHMIDT-KALER 1987) wurden unter 4 m Quartär (Auensedimente), 42 m Dolomit des Weißjura  $\gamma$  und 43 m Weißjura  $\alpha$  und  $\beta$  erbohrt. Es folgen Dogger (115 m), Lias (25 m) und triassische Keupersandsteine und -letten (202 m). In 81 m unter NN wurde der Granit des Grundgebirges erbohrt (426 m Teufe).

In näherer Umgebung, beispielsweise östlich Dallackenried, finden sich gelegentlich diskordant auflagernde Restkreidebedeckungen. Häufig sind auch Karsttrichter mit Schutzfelschichten und Grünsandstein in den Malm eingesenkt (RICHTER 1985: 129; MEYER & SCHMIDT-KALER 1995: 66). Miozäne und ältere Sedimente bzw. Bodenreste (Tone und Sande, z. B. Bohnerze), die aufgrund der Eigenheit des Karstes immer wieder mit in jüngere Bildungen und Umlagerungen aufgearbeitet werden, beschreiben z. B. BLEICH (1993, 2000) und BORGER (1990). Dadurch gestalten sich Lagerungsverhältnisse, genetische und stratigraphische Aussagen des oberflächennahen Untergrundes relativ komplex (vgl. Kapitel 2.2).



**Abbildung 7:** Geologische Übersichtskarte von Kallmünz und Umgebung (enge Punkte = tertiäre Sande; verändert nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1995)

### 3.2.2 Faziesverteilung am Schloßberg (und näherer Umgebung)

Die Ausbildung der geologischen Fazies im Malm kann räumlich und zeitlich rasch wechseln und somit sehr komplex sein (RICHTER 1985: 104). Die verschiedenen Faziestypen werden durch zum Teil stattfindende Dolomitisierung noch verdoppelt, mögliche Recalcitisierung der Dolomite kompliziert das Faziesbild weiter (MEYER 1977: 4). Insbesondere für die Ausprägung des Reliefs, für Fragen der Verkarstung sowie für Bodenbildungsvorgänge, spielt die Faziesentwicklung aber eine bedeutende Rolle (s. Kapitel 2.2) und soll deshalb hier diskutiert werden.

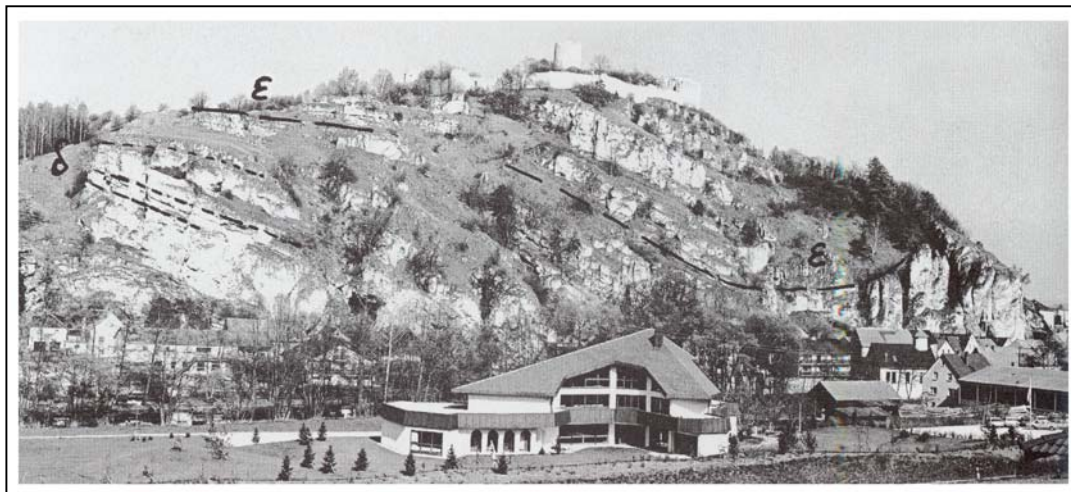
Am Schloßberg stehen Massenkalk sowie tafelbankige Kalke vom Malm  $\delta$  bis  $\epsilon$  an. Sie sind fast ausnahmslos dolomitisiert. Es existieren fast alle Übergänge zwischen reinem Dolomit und dolomitfreiem Kalk. Bei der Dolomitisierung<sup>16</sup> werden zwar viele Kleinstrukturen verwischt – RICHTER (1985: 117) bezeichnet dolomitisierte Kalke gar als „praktisch fossiliser“ – ihr Großbau ist aber meist doch noch gut zu erkennen (MEYER 1974: 7).

Der Verwitterungsprozess des Dolomits ist für die Entwicklung des Reliefs von großer Bedeutung (PFEFFER 1986). Er transformiert festes Felsgestein in unkonsolidiertes, lockeres Material, das als Dolomit-Asche (oder -Sand, -Grus) bezeichnet wird. Unverwitterter Dolomit ist weiss (10 YR 8/2) und verändert sich verwitterungsbedingt hin zu gelblich, bis braungelblichen Farben (2,5 Y 8/4 bis 10 YR 6/8).

<sup>16</sup> Fragen über die natürliche Dolomitentstehung bei den Temperaturen der Erdoberfläche sind indes immer noch rätselhaft. Sie gehören wohl überwiegend in den Bereich der Frühdiagenese (FÜCHTBAUER 1988: 237). Der als Dolomitisierung bezeichnete Vorgang ist aber keinesfalls geklärt (RUTTE 1992: 122). MEYER (1974: 6ff) diskutiert Dolomitisierung und spricht wiederholt vom Dolomitproblem als Hauptproblem der Mittleren Alb.

Die Entstehung der Massenkalkfazies vollzieht sich unter wesentlicher Mitwirkung von Organismen, die als Erhebungen vom Meeresboden emporwachsen. Meistens handelt es sich dabei um Schwammbauten (ungeschichtete Schwamm-Algen-Riffe). Makroskopisch stellt sich der Massenkalk als massives, in groben Bänken absonderndes Gestein dar. Eine Gliederung ist meist schwierig. Absonderungsfugen liegen in der Felswand fast nie horizontal, sie sind vielmehr bogig gekrümmt und fallen als Abbild des Kuppelbaues mehr oder weniger steil nach unten (RUTTE 1992: 119 & Abb. 8). Die Schwammriffe, die als plump geformte Rifftürme die Meeresböden überragten, werden auch als Biohermfazies bezeichnet.

Angaben zur der Reinheit von Delta und Epsilon Dolomiten macht MEYER (1974) vom Sailerberg, südlich Menderdorf (Blatt Rieden): 52,05 %  $\text{CaCO}_3$ ; 43,85 %  $\text{MgCO}_3$  und 4,1% Lösungsrückstand. MÜLLER (1961) gibt für die Reinheit der Weissjura Massenkalken Werte von 97 - 99%  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{MgCO}_3$  an.



*Der Schloßberg von Westen gesehen: Senke zwischen zwei Dolomit-Riffkuppeln. Im Bereich der linken (nordwestlichen) Kuppel kommt es durch die Verringerung der Schwammbankstärke am Kuppelzentrum zum allmählichen Ausgleich des Riffreliefs. Die Kuppel wird dann im Weißjura ε von ebenbankigen Dolomiten überlagert; im rechten Bildteil dagegen bleibt das submarine Relief noch bestehen. In der Senke wachsen auch im Epsilon dicke Schwammbänke weiter. Sie unterscheiden sich lediglich durch ihre etwas hellere Farbe vom Delta-Dolomit. Der Grenzbereich wird durch eine schmale, dünnbankige Zone markiert, die eine Verebnung bildet.*

**Abbildung 8:** Schloßberg Kallmünz, Westansicht mit geologischer Einteilung und Erklärung (MEYER & SCHMIDT-KALER 1995: 90)

Da sich die Epsilon Biostrome der Mittleren Alb kaum von denen der südlichen Alb unterscheiden, dürften sie in ähnlicher paläogeographischer Stellung zu den Riffen gestanden haben. Sie sind somit ebenfalls in schwachen Senken entstanden. In diesen zwischen-gelagerten Gebieten entstanden dabei flache, teilweise großflächige Schwammrasenbänke oder locker gestreute Schwammkolonien. Diese Biostromfazies aus geschichteten in situ-Fossilalkalen liegt häufig in tafelbankiger bis undeutlich geschichteter Form mit planparalleler Ober- und Untergrenze (Biostrom) vor (MEYER 1974: 6). In den

Biostromen sind Kieselknollen finden, die vor der Dolomitisierung gebildet wurden und meist nur hier vorkommen (MEYER 1975: 154). Die Mächtigkeiten der einzelnen Bänke im Epsilon liegen meist zwischen 0,5 m und 2 m. Meist sind klare Absonderungen in horizontal lagernde Bänke zu erkennen. Oft sind diese Schichtfugen durch herausgewitterte Hohlkehlen gekennzeichnet, wie sie am Vilstal- sowie am Naabtalhang beobachtet werden können (vgl. Abb. 9 & 10). Eine Parallelisierung über weitere Strecken ist aber aufgrund des unvermittelten Auslaufens bzw. Neueinsetzens von Schichtfugen jedoch nicht möglich (MEYER 1974: 29).

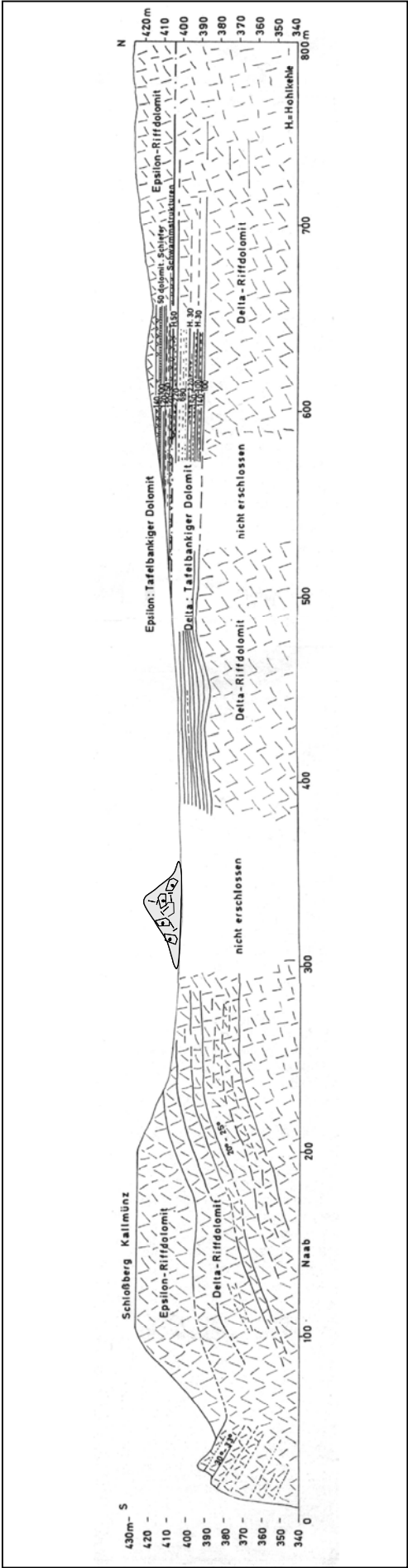
Für eine noch genauere Typisierung und Unterteilung der Bioherme und Biostrome in Raum und Zeit, durch mikrofazielle Untersuchungen möglich, sei auf MEYER (1975) verwiesen.

- Die Kontaktzone der Faziestypen am Schloßberg:

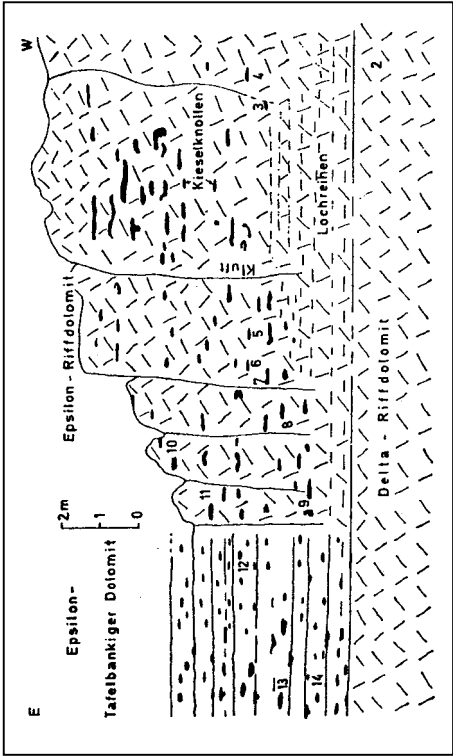
Auf dem Schloßberg verzahnen sich die Faziesbereiche des Massenkalks Malm  $\delta$  und von tafelbankigem Biostrom  $\varepsilon$  direkt auf dem Plateau. Die steilen, kuppelförmig gebauten Riffdolomite des Weißjura  $\delta$  werden von tafelbankigem  $\varepsilon$ -Dolomit diskordant überlagert. Die exakte Situation an der Kontaktstelle ist allerdings leider nicht erschlossen. Vermutlich befindet sich dort der mächtige Befestigungswall, der als Bodendenkmal geschützt ist. Vergleicht man nämlich bei gleichem Maßstab die angegebenen Entfernungen auf dem Profil von MEYER (1974) und einer Karte mit Lage des Befestigungswalls (STROH 1975), so deckt sich die Lage des Walls exakt mit dem unerschlossenen Bereich im Westprofil von MEYER (s. Abb. 9).

An einer anderen Stelle der mittleren Frankenalb beschreibt MEYER (1975: 152) eine solche Kontaktstelle (s. Abb. 10). Die Schwammbiostrome lagern primär mehr oder weniger horizontal bzw. passen sich dem Schichtfallen an (MEYER 1974: 19). RICHTER (1985: 104) beschreibt bei günstiger Aufschlusslage in den Randzonen eines Riffkomplexes sogar das leichte Einfallen der Schichten vom Massenkalk weg.

Diese Fazieswechsel zeichnen sich morphologisch als natürliche Geländestufe ab. Die Vermutung, dass diese im Zuge der Errichtung des hohen, inneren Befestigungswalles als natürliche Erhöhung des Geländes ausgenutzt wurde, konnte bestätigt werden (s. Kap. 5.3.1).



**Abbildung 9:** Geologisches Westprofil mit Lage des inneren Befestigungswalls (nach Meyer 1974) (ergänzt ist der nicht maßstabsgerechte Befestigungswall im Bereich der nicht erschlossenen Kontaktzone Riffdolomit - tafelbankiger Dolomit)



**Abbildung 10:** Verzahnung von tafelbankigem Biostromdolomit mit Riffdolomit im tiefsten Malm Epsilon (Meyer 1975: 125)

### 3.2.3 Tektonik

Die Fränkische Alb bildet den Ostteil der Süddeutschen Großscholle, deren Inneres nur schwach tektonisch beansprucht ist. Die Einkippung der süddeutschen Großscholle nach SE bedingt das entsprechende Einfallen der Jura-Schichten (FREUDENBERGER 1996: 263). Gut ausgebildete Harnische zeigen Abwärtsbewegungen gegen Südosten. Sie gehören zu den sich ausweitenden Scherklüften der Donaurandbruch-Fortsetzung (MEYER & SCHMIDT-KALER 1995: 98). Hydrographisch ist diese Tatsache bedeutsam, da das Karstwasser deshalb im wesentlichen konsequent nach SE abfließt (SCHOLZ 1969: 12).

Parallel zum Nordostrand der Süddeutschen Großscholle verläuft der Muldenzug der Frankenalb Furche. Dieses beherrschende Strukturelement geht nach Südost unter wechselnden Einzelformen durch die ganze Alb. Im Schnitt 5 - 8 km breit, wird sie immer wieder durch Seitenäste gegliedert. Einer dieser Seitenäste ist der Kallmünzer Ast, der sich bis Regensburg erstreckt. FREYBERG (1969) zählt die Frankenalb Furche zu den frühesten tektonischen Anlagen der Frankenalb, die schon ab dem Oberen Jura oder früher markiert war.

NOLLAU (1989: 24) bezeichnet die Frankenalb tektonisch gesehen als einen Raum, der eher ärmlich ausgestattet ist und wenig interessantes bietet. Vor allem für die Hydrographie sowie für die Ausbildung des geomorphologischen Formenschatzes in Karstgebieten hält er aber tektonische Fragen von Bedeutung, da sich zum Beispiel Dolinen vornehmlich an Kreuzungen von Klüftungen oder Kluftscharen entwickeln. Eine Tektonische Karte der Frankenalb legt FREYBERG (1969).

### 3.2.4 Die Karst-Landschaft als Resultat der Wasserlöslichkeit der Malmkalke und -dolomite

Karstgebiete sind Gebiete, die durch vorherrschende Lösungsverwitterung und –abfuhr entstanden sind. Neben dem Vorhanden sein von Wasser in flüssigem Zustand ist die Löslichkeit des Gesteins die wichtigste Grundvoraussetzung (AHNERT 1996: 310).

In Karstgebieten entwickelt sich dadurch ein typischer Formenschatz, der prägend für Hydrologie, Böden, Relief und somit auch für anthropogene Inwertsetzung ist. Dies macht Analogien aus Regionen wie zum Beispiel anderen Mittelgebirgen schwierig, da in Karstgebieten spezifische Wirkungsgefüge und Prozesse zum Tragen kommen.

#### 3.2.4.1 Karsthydrographie und Wassernutzung

Eine der Hauptursachen für das spezifische Prozessgefüge im Karst ist die vorherrschende unterirdische Entwässerung. Dabei spielen die Dolinen eine tragende Rolle: Sie entwässern die abflusslose Hochfläche über ihre Schlucklöcher (WANDEL 1990: 127)<sup>17</sup>. Die Zahl der Dolinen ist zweifellos größer als die der im Gelände und in Karten fassbaren: aktive Dolinen werden regelmäßig zugepflügt (HABBE 1989: 50).

Niederschlagswasser wandert auf der Hochfläche durch die häufig geringmächtigen Böden an Spalten und Klüften in die Tiefe, bis es auf eine wasserstauende Schicht trifft. Gelöstes

<sup>17</sup> Heute mit Bauschutt, Sperrmüll oder Hausmüll verfüllte Dolinen tragen erheblich zur Belastung und Verschmutzung des Wassers bei, das die Zusammensetzung des abgelagerten Unrates widerspiegelt (WANDEL 1990: 18)

CO<sub>2</sub> aus Atmosphäre und Bioproduktion löst die auf dem Weg angetroffenen Karbonate. Die Klüfte und Fugen werden so allmählich erweitert. Die massige Fazies neigt dabei stärker zu Karstbildung als die geschichtete (BÖGLI 1978).

Liegt der Vorfluter niedriger als der Stauhohizont, spricht man von seichtem Karst. Dieser besitzt keinen zusammenhängenden Karstwasserspiegel. Vom Karstwasserspiegel bis zur wasserstauenden Schicht ist der Karstwasserkörper des Malm durch das enge Kluft- und Spaltennetz mit Grundwasser erfüllt (vgl. ANDRES & CLAUS 1964; APEL 1971; STREIT 1971; PFEFFER 1990a).

- Nutzung und Wasserproblematik am Schloßberg

Für die Nutzung der Karstlandschaften sind Fragen der Wassererschließung bzw. -versorgung von ausschlaggebender Bedeutung. Karstlandschaften stellen in Bezug auf Wasserversorgung und -qualität teilweise bis heute ein besonderes Problem dar (HABBE 1989: 50; NOLLAU 1989: 11; SEMMEL 1991: 68).

Das Arbeitsgebiet um Kallmünz gehört dem tiefen Karst an, dessen Täler die Malmbasis nicht erreichen und noch weit über dem Hauptwasserstauer der Fränkischen Alb, dem Ornatenton (Dogger) liegen. Dieser liegt den Tiefbohrungen zufolge bei etwa 205 m unter GOK (vgl. Kapitel 3.2.1). Am Schloßberg liegt kein wasserstauender Horizont vor, durch den sich ein lokaler einstellen könnte. Die Crusoliensis-Mergel, die unter Umständen als solcher dienen könnten, sind nicht vorhanden, zudem muss bei der extremen Spornlage von einem ohnehin nicht genügend großen Einzugsgebiet zur Bildung eines lokalen Grundwasserspiegels ausgegangen werden (PRÖSL 1992a, 1992b; MEYER & SCHMIDT-KALER 1995: 91).

Bei einem Wasserbehälter auf der Südwest-Seite des Bergsporns handelt es sich nicht um eine gefasste Quelle, sondern lediglich um einen Hochbehälter. Seit dem zweiten Weltkrieg wurde dieser jedoch nicht mehr genutzt und durch einen neuen jenseits der Naab ersetzt (frdl. mündl. Mitt. Wasserwart Kallmünz). Teilweise treten unter Vorfluterniveau unterirdische Quellen am Fuße des Schloßbergs aus. Vor allem im Winter sind diese erkennbar, da das Wasser des Altarmes an den Austrittsstellen nicht zufriert.

Auf der Hochfläche des Schloßbergs ist somit nicht mit schwebenden Karstgrundwässern zu rechnen, ebensowenig sind Quellaustritte wahrscheinlich. Durch Kapillarkwirkung dürfte sich am Schloßberg ein leicht gewölbter Grundwasserspiegel einstellen, dessen phreatisch-vadose Grenzzone um wenige Meter über dem Vorfluter-Niveau liegt. Dies ist durch die Karte der Grundwassergleichen (s. Anhang A 10) bestätigt. Somit liegt nennenswertes Grundwasser weit > 90 m unterhalb der am Schloßberg-Sporn gelegenen Oberfläche. Ein vorgeschichtlicher Brunnen dieser Tiefe kann ausgeschlossen werden (vgl. SCHEFZIK 1999). Bei der brunnenähnlichen Anlage innerhalb der Schloßberg-Ruine muss es sich um eine ehemalige Zisterne zur Wasserspeicherung handeln.

Hülben können als typische Erscheinung der Schwäbisch-Fränkischen Alb gelten und konnten in Karstgebieten wichtige Bedeutung zur Wasserversorgung erlangen (PFEFFER 1990a). Dabei handelt es sich um Dolinen, deren Abfluss durch eingeschwemmten Lehm verstopft ist, oder auch um künstliche Wasserstellen anthropogener Entstehung (LIPPERT 1973: 116; SMETTAN 1993: 340). Sie wurden zum Teil bis ins letzte Jahrhundert offengehalten. Erst dann wurde eine Verlandung zugelassen. Jahrhundertlang dienten sie als Wasserstellen zur Brauchwasserversorgung der Höhenflächensiedlungen und Tränken



für das Vieh (HABBE 1989: 50). Im Zuge moderner Wasserversorgungssysteme haben sie heute jedoch ihre Funktion verloren (LIPPERT 1973: 116). Auf dem Schloßberg Kallmünz konnte jedoch keine Hülbe gefunden werden.

Die karstspezifische Wasserproblematik war einer Nutzung und Besiedlung des Schloßbergs sicherlich hinderlich. PROBST (1996: 263) sieht die Bronzezeit als die große Zeit der Burgenbauer, die offensichtlich ein starkes Schutzbedürfnis in Unruhezeiten hatten. Es stellt sich jedoch die Frage, wie sich eine bronzezeitliche Höhenbefestigung auf dem Schloßberg von Kallmünz mit Wasser versorgte. Die Wasserarmut war einer Funktion als Fortifikation sicherlich nicht dienlich.

### 3.3 Gewässer

Im Untersuchungsgebiet kommen mit Vils und Naab lediglich zwei perrenierende Gewässer vor. Trockentäler hingegen sind zahlreich vorhanden, so z.B. östlich der Naab, wo mehrere Trockentäler hängend in das Naabtal münden.

#### 3.3.1 Entwicklung des Naabtals

Durch ruckartige Absenkung im Molassebecken, kam es nach einer langen flächenhaften Abtragung im Alttertiär zu einer raschen linienhaften Einschnidung im sich relativ hebenden ostbayerischen Gebiet (MEYER 1996: 130). Es entwickelte sich das weitverzweigte „Urnaab-Rinnensystem“ nördlich des heutigen Regensburg, mit einer Nord – Süd Erstreckung von mehr als 60 km (TILLMANNS 1980). Teile dieses in Haupt- und Seitenrinnen unterteilten Rinnensystems, in denen sich bei subtropischem Klima teilweise mächtige Braunkohlensümpfe ausbildeten, sind erhalten, da sie in vielen zyklischen Schüttungen rasch wieder verfüllt wurden.

Durch umfassende geologische und geophysikalische Untersuchungen konnte der Verlauf der tiefen Rinnen genau festgelegt werden (MEYER 1996: 131).

Gegen Ende des Miozäns wurde das Talsystem vollkommen aufgefüllt, ab dem Pliozän beginnt die erneute langsame Eintiefung, die mit Quarz-(Lydit) Schottern dokumentiert ist (KALIOGANNIDIS 1981). So verlässt die tertiäre Urnaab bei Teublitz, 30 km nördlich Regensburg, das heutige Naabtal und zieht direkt nach Süd. Die Naab hingegen hat sich, nach Verfüllung dieses weit östlich gelegenen Urnaab-Systems, im Quartär dann rasch ihr neues, über 100m tiefes Engtal Richtung Südwest, durch das Naabgebirge und den Kallmünzer Jura gegraben (MEYER 1996: 136).

LOUIS (1984: 62) betont, dass auf die Eintiefung dieses epigenetischen Naabtales unterhalb Burglengenfeld, nochmals eine ältestquartäre und altquartäre Aufschüttung gefolgt ist. Dann erst, also ab dem Altquartär, sei in Etappen die Eintiefung des rezenten Naabtales bis zur heutigen Tiefe erfolgt.

Schotterterrassen hat die Naab in den Engtälern kaum hinterlassen. Nur am Gleithang nördlich Etterzhausen berichten MEYER & SCHMIDT-KALER (1995: 88) von ineinandergeschachtelten Schotterpaketen mit Paläoböden. Sie deuteten ebenfalls daraufhin, dass die Eintiefung der Flüsse bereits im Altquartär erfolgte.

Bei Schirndorf, ca. 3 km nordwestlich Kallmünz, ist eine weitere Schotterterrasse in Resten erhalten. Auf dieser Niederterrasse liegen heute die Straße Burglengenfeld -



Kallmünz sowie die Dörfer Fischbach und Schirndorf. Auf ihr wurde das hallstattzeitliches Gräberfeld von Schirndorf gefunden (s. Kapitel 2.5).

### **3.3.2 Entwicklung des Vilstals**

Über die Entwicklung des Vilstales in der Umgebung von Kallmünz werden in der Literatur keine Aussagen gemacht und bleiben deshalb zukünftigen Untersuchungen vorbehalten.

## **3.4 Geomorphologie**

Die Höhenflächenlandschaft der Fränkischen Alb wird in der Literatur immer wieder sehr unterschiedlich diskutiert. Vor allem nach der Beschäftigung mit Themen des „tropoiden Tertiärklimas“ und „tertiärem Mittelgebirgsrelief“ aber kommt so mancher Geomorphologe zu dem Ergebniss, dass das Elend den Glanz in der geomorphologischen Forschung überwiegt (SEMMELE 1996b: 15). „Der Höhepunkt der Hypothesenbildung wird wohl immer dann erreicht, sobald die geomorphologischen Resultate des Tertiärklimas in den Mittelgebirgen zur Erörterung stehen“ (SEMMELE 1996b: 15).

Die Hauptaussagen zur Morphogenese der Alb stützen sich vor allem auf Funde von Schotterkörpern (z. B. Albenreuther Primärschotter, Quarz-Lydit Restschotter), Braunkohlentertiär, Sandverfüllungen, Rotlehmdecken und Rubefizierungen (vgl. BÜDEL 1977; MÜLLER 1980; KALIOGANNIDIS 1981; BRUNNACKER & KALIOGANNIDIS 1983; LOUIS 1984; PFEFFER 1986).

### **3.4.1 Die morphologische Entwicklung der fränkischen Alb**

Erstmals in der Unterkreide starker Verkarstung ausgesetzt, wurde das Relief der Alb während der Oberkreide mit Quarzsanden und Tonen fluvial und marin verschüttet. Im Tertiär, bei vorherrschender flächenhafter Abtragung und Bildung von Rot- und Braunlehm sowie Dolomitvergrusung wurde es unter Entstehung mehrerer verschieden hoher Einebnungsniveaus freigelegt (PFEFFER 1986).

Während dieser tertiären Reliefentwicklung handelt es sich, nach einer kurzen Verkarstungsphase im Alttertiär, hauptsächlich um Rumpfflächenbildung unter intensivem Verwitterungsklima. Dies sieht MÜLLER (1980) für die südöstliche Frankenalb bestätigt. Auch BORGER (1990) nimmt Rumpfflächenbildung unter tropischem Klima und intensiver chemischer Verwitterung bis ins Eozän an. Ihm zufolge kann die Bohnerzformation als umgelagertes Produkt einer Lateritbildung, die bis ins Eozän reichte interpretiert werden. Nach nahezu vollständiger Verschüttung des Reliefs im Obermiozän durch von Süden angelieferte Sedimente der Oberen Süßwassermolasse und sandigen nördlichen Schüttungen, beseitigte eine erneute Flächenbildung im Mio/Pliozän weite Teile dieser Aufschüttung. Eine weitere Flächenbildung fand dann zur Zeit des Unterpliozäns statt. Dieses Rumpfflächenstockwerk wird nach MÜLLER (1980) in einem Höhenintervall von 175 m in insgesamt sechs tertiäre Flächen unterteilt.

LOUIS (1984: 63) findet in MÜLLER's Arbeit sieben (!) Verebnungsniveaus beschrieben und übt scharfe Kritik an den „nicht sehr überzeugenden Argumenten“, die zur Zuordnung

dieser Niveaus führen. Allgemein wird jedoch intensive chemische Verwitterung und die Ausbildung von Rumpfflächen während des Tertiärs kaum angezweifelt.

LOUIS selbst (1984: 22) schlägt indes den Begriff „subtropoide Verwitterung“ für die Zeit des Tertiärs vor, da dieser mit dem Vegetationsbestand und der Zerkleinerungsleistung durch Verwitterung besser in Einklang zu bringen sei.

Neueste Diskussionen zur präquartären Geomorphogenese sowie eine knappe, zusammenfassende Darstellung der verschiedenartigen Meinungen findet sich bei SEMMEL (1996b: 150ff).

Im Quartär unterliegt die Alb dem Wechsel der pleistozänen Warm- und Kaltzeiten sowie holozäner Formung. Der Beginn der Eintiefung der Naab in ihr heutiges Tal wird meist als altquartär angesehen (s. Kapitel 3.3.1). Typische periglaziale, asymmetrische Tälchen der süddeutschen Schichtstufenlandschaft, wie sie SEMMEL (1991) oder SALGER & SCHMIDT-KALER (1975: 153) mit steilerem westexponiertem Hang und flacherem Gegenhang beschreiben, sind im Untersuchungsgebiet kaum erkennbar.

Durch stark erniedrigte Jahresmitteltemperaturen kann für große Teile des Pleistozäns von einem plombierten Karst gesprochen werden (LIPPERT 1973; PFEFFER 1990a). Das tertiäre Altrelief wurde durch periglazialen Frostschnitt von einer neuen Reliefgeneration überzogen, die an Qualität und Quantität gravierend war (LIPPERT 1973: 85). Weitere bedeutsame pleistozäne Prozesse waren:

- Umformung von Talanlagen
- solifluidale Modifizierung der Geländeformen
- Frostsprengung, Kryoturbation, Eiskeilbildung
- Kuppenasymmetrie und deren Ausformung
- Löss und Flugsand als pleistozän-periglaziale Sedimente

In der darauffolgenden, zunächst natürlichen Entwicklung während des Holozäns werden im weiteren Verlauf zunehmend die eklatanten Veränderungen des Naturraums durch massive Eingriffe des Menschen spürbar. Für die derzeitige Morphodynamik kann in erster Linie der Mensch verantwortlich gemacht werden, da die Karsthydrologie mit ihrem äußerst geringen Oberflächenabfluss einen „musealen Charakter“ der Landschaft konserviert (LIPPERT 1973: 112).

### 3.4.2 Petrovarianz und Geomorphologie

Selten wird eine Landschaft eindringlicher von der Geologie bestimmt als es in der Fränkischen Alb der Fall ist (RUTTE 1992: 130)<sup>18</sup>.

Die auffälligsten und hochragenden Felsbildungen sind die Massenkalken und Dolomite. Sie bilden häufig bizarre Formen und Abbrüche mit steilen Felswänden. Immer wieder treten abstürzende Blöcke und Felsstürze in Erscheinung, was schon mehreren Kallmünzer Bürgern das Leben gekostet hat und auch immer wieder Häuser und Straßen gefährdet und beschädigt (RUTTE 1992: 132). Dies macht ingenieurgeologische Felssicherungs-

<sup>18</sup> „Auf hochragenden Felsen die Burgen, in den Felsflanken die Höhlen, am Grunde der Täler die Tumbler genannten starken Karstquellen: Selten wird eine Landschaft eindringlicher von der Geologie bestimmt“ (RUTTE 1992: 130).

maßnahmen notwendig. So wurden in Kallmünz bereits bis zu 700 Tonnen Fels abgetragen<sup>19</sup>. Erst im Jahr 2001 wurden erneut gefährdende Riffdolomite bei Kallmünz und Eich (2 km NW) abgetragen oder durch metertiefe Felsverankerungen gesichert. Massenkalksteine sind wegen der Sprödigkeit des Gesteins auch nur selten von Steinbrüchen erschlossen.

Die Schicht- und tafelbankige Fazies hingegen sind fast überall Ursache einer Verebnung (RUTTE 1992: 130). Ebenso wie auf der Nordalb sind diese Gebiete auch auf der mittleren Alb durch ebene Hochflächen gekennzeichnet, die von Kieselknollen übersät sind (MEYER 1974: 28). MÜLLER (1961: Tafel III) sieht den Naabtalhang des Schloßbergs nördlich Kallmünz aus ungliederbarer  $\delta$ -Massenfazies von gebankter Fazies eingedeckt. Dabei wird die „Durchprägung“ des Reliefs immer schwächer. Die tafelbankigen Dolomite neigen wenig zur Felsbildung und sind leichter abzutragen als die Riffdolomite (MEYER 1974: 28). Auch für das Kleinrelief des Karstes (z.B. Dolinen) zeigen sich petrovariante Faktoren mitverantwortlich, da vor allem die massigen Riffkalke mit ihrer hohen Reinheit zur Verkarstung und somit zur Bildung eines Karstformenschatzes beitragen. Für mergelige, gebankte Kalke trifft dies in weniger hohem Maße zu.

### 3.5 Klima

#### 3.5.1 Allgemeine Klimabeschreibung

Die Frankenalb mit einer durchschnittlichen Höhe von ca. 500 m ü NN und Gipfelhöhen von 600 bis 700 m erhält Jahresniederschläge zwischen 600 - 700 mm in Leelagen und ca. 800 mm in Luvlagen, wobei die Werte in der nördlichen Frankenalb auch über 900 mm liegen können. Tal- und Hanglagen weisen Jahresmitteltemperaturen von 7 - 8° C auf, die windexponierten Kuppen- und Hochflächenlagen sind mit Werten um 7° C deutlich kühler (BayFORKLIM 1996).

**Tabelle 4:** Langjährige Mittel (1951 - 1980) der Niederschläge der Messstationen Kallmünz (Kall., 345 m NN), Regensburg (Reg., 366m NN), Schwandorf (Schw., 372 m NN) und Parsberg (Parsb., 542 m NN)  
(Quelle: Deutscher Wetterdienst, Wetterämter Nürnberg und München)

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	ges.
Kall.	49	46	43	44	55	76	73	69	50	43	45	56	<b>649</b>
Reg.	41	40	38	44	59	87	77	75	50	42	44	47	<b>643</b>
Schw.	48	42	44	46	61	83	82	73	53	45	43	58	<b>678</b>
Parsb.	62	54	50	51	63	87	84	74	55	51	56	70	<b>756</b>

<sup>19</sup> Berichte darüber finden sich zum Beispiel bei KNAUER (1961).

Das Untersuchungsgebiet liegt im Regenschatten des Albtraufs. Lee-Effekte an der vorgelagerten Alb bewirken im südöstlichen Bereich der Fränkischen Alb ein niederschlagsarmes und kontinental getöntes Klima mit Jahresniederschlägen von teilweise < 650 mm. Auch Kallmünz gehört mit 649 mm Jahresniederschlag noch deutlich zum Regensburger kontinentalen Trockenraum. Dieser zählt zu den trockensten Gebieten Bayerns und der Bundesrepublik Deutschland (BayFORKLIM 1996: 4). Die höchsten Niederschlags-werte sind dabei in den Sommermonaten Juni bis August zu beobachten (Tab. 4).

### 3.5.2 Bedeutung des Morphoklimas

Neben der Vegetationsbedeckung bestimmt das Klima entscheidend das Ausmaß der Erosion (LESSMANN-SCHOCH 1991: 16). Der zeitlichen und räumlichen Verteilung des Niederschlags kommt bei der Entstehung von Oberflächenabflüssen und folglich auch bei der Bodenerosion eine Schlüsselrolle zu (SEUFFERT 1998: 155).

In Bezug auf geomorphologische und bodenerosionsbezogene Prozesse ist es deshalb erforderlich, Aussagen über das Morphoklima zu treffen (vgl. AHNERT 1996: 68). Bekannt ist seit längerem, dass die morphologischen Wirkungen kleinerer Niederschläge gering sind (HARTKE & RUPPERT 1959: 13).

Zu 90 - 100 % verantwortlich für den oberflächlichen Abfluss ist in allen (sommer-) warmen Klimazonen (incl. der kontinentalen Mittelbreiten) der vorherrschende Typ des konvektiven Starkregens, der sich aufgrund seiner spezifischen Genese (kleinzellig differenzierter Aufstieg von Luftquanten infolge starker, aber ungleichmäßiger Erhitzung der Erdoberfläche) durch räumlich wie zeitlich hochvariante Niederschlagsfelder auszeichnet (SEUFFERT 1998: 155).

Es existieren zahlreiche Vorschläge, Niederschläge nach ihrer Intensität und morphologischen Wirksamkeit einzuordnen. Häufig jedoch sind Niederschlagsmenge, Dauer und Größe des betroffenen Gebietes nur bei speziellen Messungen bekannt. AHNERT (1996: 68) liefert deshalb einen Vorschlag zur näherungsweisen Bestimmung des Morphoklimas anhand der für alle Klimastationen erhältlichen Tagesniederschlagssummen. SEUFFERT et al. (1999) schlagen die Berechnung eines REI-Indexes (Rainfall Erosivity Index) vor. ROGLER & SCHWERTMANN (1981: 99) berechnen die Erosivität eines Regens als das Produkt aus seiner kinetischen Energie  $E$  ( $\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ) und seiner maximalen 30 Minuten-Intensität  $I_{30}$  (mm/h). Anhand der Berechnungen wird für Bayern eine Karte der Niederschlagserosivität vorgelegt.

AUERSWALD & SCHMIDT (1986: 10) kommen in ihren Berechnungen zur Erosivität im Raum Kallmünz mit < 60  $\text{kJ}/\text{m}^2$  zu den geringsten R-Werten in ganz Bayern. Dies wird v.a. auf den Effekt der Lee-Lage zurückgeführt, der eine geringere Erosivität zur Folge hat. Für den Kallmünzer Raum kommen auch ROGLER & SCHWERTMANN (1981: 110) mit Werten von ca. 55  $\text{kJ}/\text{m}^2 \cdot \text{mm}/\text{h}$  zu einer vergleichbar geringen Einschätzung der Niederschlagserosivität. Eine Karte der Erosivität der Niederschläge für ganz Deutschland legt SAUERBORN (1994) vor. Auch dort sind die R-Werte im deutschlandweiten Vergleich in den Mittelgebirgen und besonders in den Alpen am höchsten, im Lee der Fränkischen Alb mit etwa 40 - 60  $\text{kJ}/\text{m}^2 \cdot \text{mm}/\text{h}$  hingegen äußerst gering.

Durch diese Leelage sinkt im Gebiet östlich der Fränkischen Alb und des hinteren Oberpfälzer Waldes sowohl die Häufigkeit der Starkregen als auch ihr Anteil an den Gesamtniederschlägen stark ab (HARTKE & RUPPERT 1959:15). Die Jahressummen der Starkregen im Jahr zeigen in ihrer regionalen Verteilung eine Ähnlichkeit mit den allgemeinen Niederschlagssummen im Jahr.

Dennoch stellen in den niederschlagsarmen Gebieten im Norden Bayerns die Starkregenniederschläge im Jahresgang der Gesamtniederschläge ein viel auffallenderes Element dar als im Süden. Besonders beteiligt daran sind die Sommermonate, insbesondere die Monate Mai bis Juni. Das Auftreten von Starkregen für die Vegetation und der sommerlichen Bodenerosion ist hier von hoher Bedeutung (HARTKE & RUPPERT 1959: 33).

### **3.5.2.1 Holozäne Morpho-Klimageschichte und ihr möglicher Einfluss auf die Bodenerosion**

Entscheidend für Fragen zur (prä-) historischen Bodenerosion ist sinnvollerweise der Gang des (prä-) historischen, holozänen Morphoklimas, da es nach wie vor eine besondere Herausforderung darstellt den klimatischen vom anthropogenen Einfluss zu trennen (SCHULTE & STUMBÖCK, 2000).

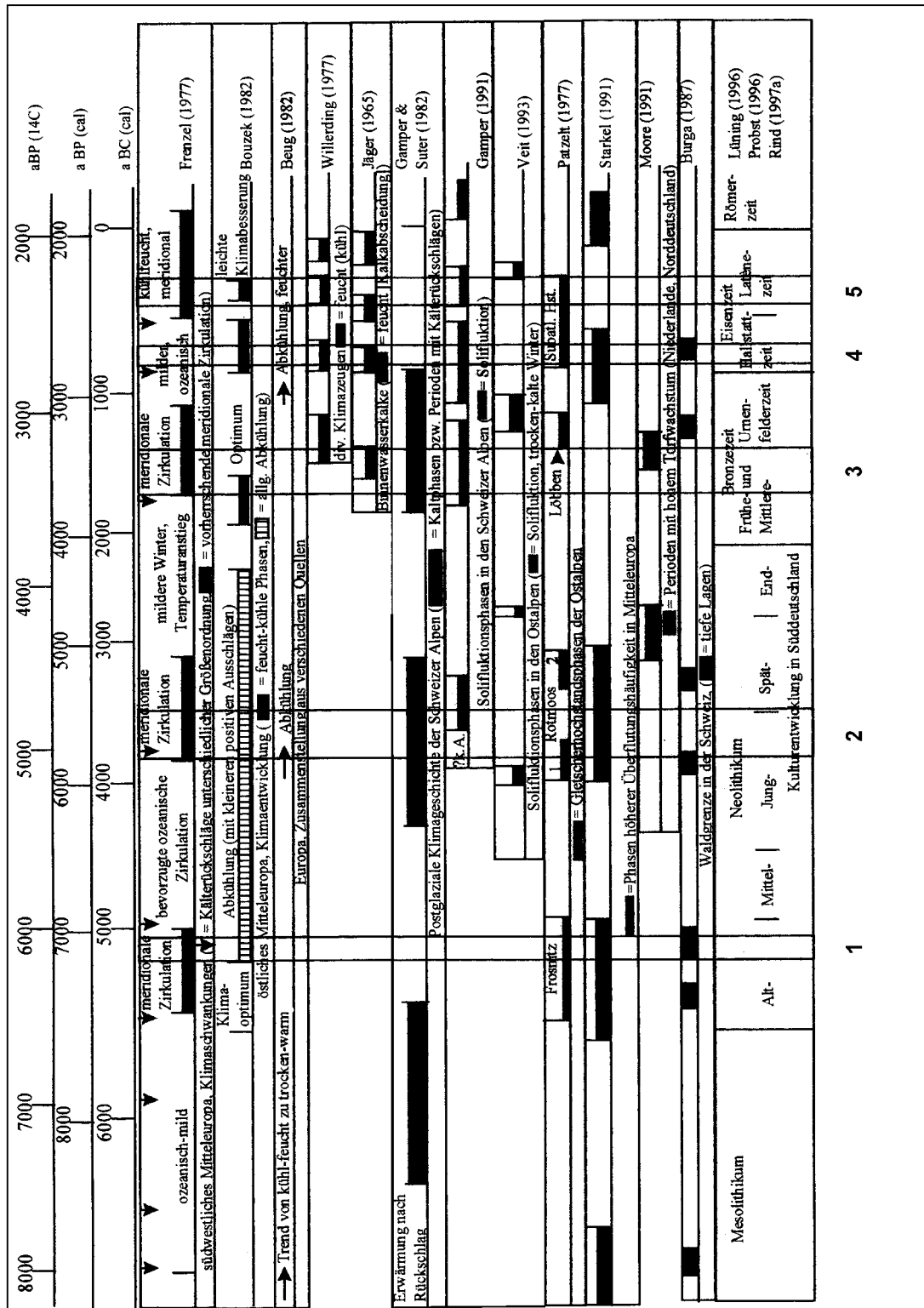
Es existiert eine Vielzahl zusammenfassender Darstellungen der holozänen Klimageschichte (z.B. FLOHN 1985; FRENZEL 1992; SCHÖNWIESE 1979, 1992, 1995; WRIGHT et al. 1993). Neueste Daten liefern z.B. PFISTER (1999) und GLASER (2001).

Zum Teil wird im Besonderen versucht, die Mensch – Umwelt-Wechselwirkung im Sinne einer Entwicklung der Wirtschafts- und Kulturgeschichte in Zusammenhang mit natürlichen Ursachen zu beleuchten und zu belegen, dass großräumige Klimaänderungen fast immer auch

tiefgreifende sozioökonomische Veränderungen mit sich bringen (SMOLLA 1954; WITTFOGEL 1970; PARRY 1978; KLAUS 1980; LAMB 1989).

Unter ihnen lassen sich allerdings deutlich abweichende Rekonstruktionen feststellen. Dies liegt vor allem an regionalen Unterschieden sowie der Auswertung unterschiedlicher Klimazeugen (Climate Proxy Data). Dennoch darf man sich nicht auf wenige Archive berufen. Vielmehr müssen die Proxy Daten aus zahlreichen verschiedenen Archiven gegenübergestellt werden (IGL 2000: 27).

Wie schwer es dabei ist, aus der Vielzahl von Informationen einheitlich Tendenzen abzuleiten, liegt auf der Hand. Trotzdem unternahm NILLER (1998) den Versuch einheitliche, übergreifende Prinzipien unterschiedlicher Klimarekonstruktionen herauszustellen und, als entscheidenden Schritt, auf mögliche erosive Phasen der mitteleuropäischen Vorgeschichte zurückzuführen. In Abbildung 11 werden Phasen mit möglicherweise erosiverem Morphoklima ausgegliedert. Dennoch zeigt die Zusammenstellung wie schwer es ist, einheitliche Befunde aus der lückenhaften bis kontroversen Datenlage herauszukristallisieren.



### 3.6 Vegetation

Die aktuelle Vegetation am Schloßberg ist in hohem Maße durch anthropogene Einflussnahme bedingt. Sie weicht dementsprechend stark von einer potenziellen natürlichen Vegetation sowie einer ursprünglichen Vegetation zu präneolithischer Zeit ab. Dieser Kontrast zwischen der „geschlossenen“ bewaldeten Naturlandschaft und der durch Rodung geschaffenen „offenen“ Kulturlandschaft kann als auffälliger Charakterzug für große Teile Mitteleuropas angenommen werden (KÜSTER 1995, 1998).

Die potenzielle natürliche Vegetation sowie die ursprüngliche Vegetation geben Hinweise auf natürlicherweise zur Verfügung stehende Arten von Holz, des neben Stein in prähistorischen Zeiten wichtigsten Baumaterials. Somit dienen sie vor- und frühgeschichtlichen Untersuchungen als wichtige Anhaltspunkte in Fragen der naturräumlichen Ausstattung des Lebens- und Wirtschaftsraumes. Für die paläobotanischen Untersuchungen (NELLE & SCHMIDGALL 2003) stellen sie einen wichtigen Ausgangspunkt für die Interpretation der gewonnenen Daten dar (vgl. Kapitel 5.7). Aus diesen Gründen sollen im Folgenden die Begriffe und Charakterzüge der aktuellen, der potenziellen natürlichen sowie der ursprünglichen Vegetation kurz beleuchtet werden.

#### 3.6.1 Ursprüngliche Vegetation

Die natürliche Vegetation in Mitteleuropa vor Beginn der ernsthaften Eingriffe des Menschen, also vor etwa 6000 Jahren und unter den Klimabedingungen der postglazialen Wärmezeit, war damals real und wird als ursprüngliche Vegetation bezeichnet (WILMANN 1998: 47). Die ursprüngliche Vegetation zu präneolithischer Zeit wird vornehmlich anhand von Pollenanalysen rekonstruiert.

In der Fränkischen Alb besteht aufgrund der Seltenheit von Mooren insgesamt eine lückenhafte Datengrundlage. Die präneolithische ursprüngliche Vegetation wird daher in der Literatur kaum näher beschrieben. Auch in der Waldgeschichte von FIRBAS (1954) wird die Fränkische Alb nur am Rande erwähnt, da aus ihr fast keine waldgeschichtlich auswertbaren paläontologischen Untersuchungen vorliegen (FIRBAS 1954: 64). Es wird bereits darauf hingewiesen, dass in solch moorarmen Gebieten vor allem die Holzkohlen der urgeschichtlichen Fundstellen zu untersuchen sind (FIRBAS 1954: 64).

Neue Daten aus dem Ottmaringer Tal liefert KNIPPING (2000). Diese werden auch in dieser Arbeit als naturräumlich vergleichbares Referenzprofil herangezogen (vgl. Kapitel 5.7). In ihren Untersuchungen stellt KNIPPING (2000) für den Übergang Boreal / Atlantikum eine Eichenmischwald - *Corylus* - *Picea*-Phase fest.

Zusammenfassend können als ursprüngliche Vegetation in präneolithischer Zeit Wälder angenommen werden, die sich in wechselnden Anteilen hauptsächlich aus Eichen, daneben aus Linden, Ulmen, Eschen und ferner aus Hasel und Fichte zusammensetzten. Eschen und Ulmen stockten dabei wohl an frisch-feuchten, nährstoffreichen Standorten, während in lichterem Waldbereichen die Hasel an Bedeutung gewann. Die natürlichen Standorte der Kiefer waren wahrscheinlich felsige und sehr trockene Bereiche, ferner aber auch Ränder von verlandeten, vermoorten Altarmen (vgl. KNIPPING 2000). Anhand der Verknüpfung der Daten aus den eigenen Untersuchungen (NELLE & SCHMIDGALL 2003) mit den Daten

von KNIPPING (2000) kann die Ursprünglichkeit der Fichte für das Gebiet nun als belegt gelten. Für das Auftreten der Buche muss angemerkt werden, dass diese zu diesem Zeitpunkt gerade erst einwandert und nur mit wenigen Exemplaren vertreten ist. Daher spielt sie für die Konkurrenzverhältnisse der Baumarten innerhalb der Walddynamik noch keine Rolle.

Ausblickend kann es für dieses Gebiet aufgrund der lückenhaften Datenlage jedoch bislang als schwierig gelten, die präneolithische natürliche Vegetation näher zu beschreiben.

### **3.6.2 Potenzielle natürliche Vegetation (pnV):**

Die Gesamtheit der Schlussgesellschaften, die sich einstellen würden, wenn der Einfluss des Menschen von heute an unterbleiben würde, werden als natürliche Vegetation bezeichnet (TÜXEN 1956). Wenn sie nicht schon real vorhanden ist, wird sie sich als einstellend gedacht und ist dann potenziell. Man kann den Begriff potenzielle natürliche Vegetation auf verschiedene Zeiten beziehen; ohne weiteren Zusatz meint man die pnV von heute (TÜXEN 1956).

KOWARIK (1987) überarbeitete kritisch dieses Konzept der potenziellen natürlichen Vegetation und definierte es neu. Die heutige pnV ist eine rein gedanklich vorzustellende den gegenwärtigen Standortsbedingungen entsprechende und höchstentwickelte Vegetation, bei deren Konstruktion neben den natürlichen Ausgangsbedingungen auch nachhaltig anthropogene Standortveränderungen zu berücksichtigen sind (KOWARIK 1987). Die Wirkung bestehender sowie künftiger direkter menschlicher Eingriffe innerhalb der Bezugsfläche (Mahd, Düngung, Holznutzung u.a.) ist auszuschließen, sofern sie nicht bereits zu nachhaltigen Standortveränderungen geführt hat. Dagegen sind der von außen wirkende Einfluss übergreifender, auch durch fortwährende anthropogene Steuerung geprägter Umweltbedingungen (z.B. Veränderung des Wasserhaushaltes) sowie Florenveränderungen zu berücksichtigen (KOWARIK 1987).

Die potenzielle natürliche Vegetation wird aus naturnahen Beständen des Gebietes erschlossen, wobei Verbreitung und Standortansprüche der beteiligten Arten der Baumschicht und des Unterwuchses die notwendigen Hinweise geben (HOHENESTER 1989: 77). Sie stellt den „besten Ausdruck der natürlichen Potenz der Wuchskräfte in ihrem Gebiet“ und damit die gegebene, offen zutage liegende und daher rasch und leicht zugängliche Bezugsgrundlage für alle Fragen der Wirtschaft, die mit dem Pflanzenwuchs zusammenhängen“ (TÜXEN 1956).

Die pnV für die Malm-Frankenalb des nördlichen Regensburger Raumes wird zusammenfassend in Tabelle 5 dargestellt.



**Tabelle 5:** Potenzielle natürliche Vegetation der Malm-Frankenalb im nördlichen Regensburger Raum (zusammengestellt nach SEIBERT 1968; KILLERMANN 1972; HOHENESTER 1989; ROSSKOPF 1989; SCHEUERER 1993; KÜNNE 1993) (BAh: Bergahorn; Bu: Rotbuche; Er: Schwarz-Erle; Es: Esche; Hb: Hainbuche; SLi: Sommer-Linde; TrEi: Trauben-Eiche)

	Trocken	Frisch	Feucht
<b>Plateau</b>		Melico-Fagetum: Plateau-Buchenwald (Bu, BAh, Hb)	
<b>Hang</b>	Carici-Fagetum: Seggen-Buchenwald Bu (TrEi, Hb)	Lathyro-Fagetum: Frühlingsplatterbsen- Buchenwald (Bu, BAh)	
<b>Schlucht</b>	Aceri-Tilietum: Ahorn-Sommerlinden Blockschutt-Wald (SLi, BAh)	Phyllitidi-Aceretum: Kalkstein Schluchtwald (BAh, Es, SLi)	
<b>Aue</b>		Stellario-Alnetum: (Es, Er)	

Nach KÜNNE (1993: 45) würde sich die potenzielle natürliche Vegetation von der ursprünglichen im Naabtal nicht sehr unterscheiden. Anhand der Ergebnisse der eigenen Untersuchung muss dies jedoch, zumindest für das Untersuchungsgebiet um den Schloßberg stark angezweifelt werden. Denn dort wurden ursprünglich vorhandene Böden durch Erosion zum Teil bis auf das anstehende Gestein entfernt. Die Auswirkungen menschlicher Einflussnahme, die in dieser Arbeit vor allem auf bodenkundliche Standortparameter (Bodenerosion, -zerstörung) untersucht wurden, werden offensichtlich immer noch unterschätzt.

### 3.6.3 Aktuelle Vegetation

Das Gebiet der näheren und weiteren Umgebung von Kallmünz ist floristisch und vegetationskundlich in mehreren Arbeiten untersucht worden (KILLERMANN 1972; KÜNNE 1969, 1993; ROSSKOPF 1989; SENDTKO 1993).

- Plateau

Die aktuelle Vegetation am Schloßberg wird ausführlich von SENDTKO (1993) dokumentiert.

Sie ist durch ein charakteristisches und reizvolles Nebeneinander von Kalkmagerrasen, Gebüsch, Wiesenbrachen und Äckern und dem daraus resultierenden Tier- und Pflanzenreichtum geprägt (SENDTKO 1993: 395). Großflächig trifft man das Gentiano-Koelerietum an, während Felsband-Gesellschaften die sehr flachgründigen, felsigen Standorte besiedeln. Ferner treten Gesellschaften des Xerobromion auf und Gebüschgesellschaften des Berberidion stehen insbesondere auf Lesesteinriegeln und Ackerrändern.

Entstanden ist dieses Vegetationsbild im wesentlichen durch Weidewirtschaft und ackerbauliche Nutzung. Vor allem Wander- und Gemeindeschäferei prägten über

Jahrhunderte das Vegetationsbild und somit das Wesen der Landschaft. Die dadurch entstandenen volkstümlich als Wacholderheiden bezeichneten Halbtrockenrasen und Trockenrasen gelten als das prägende Charakteristikum der süddeutsche Jura-Karstgebiete der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Sie zeichnen sich durch eine hohe Biodiversität aus und sind deshalb in hohem Maße schützenswert (vgl. Kapitel 3.7). Häufig werden sie deshalb auch als Landschaftsschutzgebiete unter besonderen Schutz gestellt.

In zunehmendem Maße werden diese Vegetationsverbände einerseits durch natürliche Sukzession sowie andererseits durch Aufforstungen auf inselartige Bestände zurückgedrängt.

Die Gründe dafür liegen im Niedergang der Schäferei und der an sie gebundenen Hutungen, die durch die Entwicklung des Überseeverkehrs Mitte des 19. Jahrhunderts eingeleitet wurde. Einheimische Wolle wurde durch billigere Importe verdrängt, dazu wurde Schafwolle wenige Jahre später durch Baumwolle nahezu gänzlich ersetzt. Ebenso entscheidend war allerdings die, auch auf der Alb seit der Jahrhundertwende einsetzende Intensivierung der Landwirtschaft, die extensivere Nutzungsformen fortwährend in ihrer Bedeutung zurückdrängte (BÖHMER 1996: 323).

- Auenbereiche

Naab- und Vilsaue wurden durch meliorative Eingriffe in den Grundwasserhaushalt mit dem Ziel einer effizienteren landwirtschaftliche Nutzbarkeit entwässert. Reste eines Entwässerungskanal sind zum Beispiel noch auf der West-Seite im Naabtal nördlich Kallmünz zu finden. Landwirtschaftliche Nutzung, Wiesen- und Ackerflächen sind seitdem fast ausnahmslos in den Kallmünzer Auen verbreitet.

Die potenziellen, sogenannten Nasswälder (Bruchwälder, Moorwälder, Auwälder) sind im Vils- und Naabtal längst verschwunden und von Galeriewäldern abgelöst worden. Relevante Prozesse laufen in der Waldgeschichte in sehr großen räumlichen und zeitlichen Maßstäben ab. Die Geschichte der Auwälder in Mitteleuropa wird ausführlich von FIRBAS (1949/1952) beschrieben. Markant sind danach insbesondere der Einwanderungsprozess von Osten nach Westen sowie die große Verbreitung der Erlenbruchwälder vom Atlantikum bis zum Subboreal (ca. 7500 - 2500 BP) (STEGNER 2000: 262). Nasswälder sind Lebensräume, die seit Jahrhunderten in ganz Mitteleuropa stark bedroht sind (STEGNER 2000: 261).

Wann die Auen von Vils und Naab in landwirtschaftliche Nutzflächen umgewandelt wurden, ist ungewiss. Hinweise liefert das Gräberfeld von Schirndorf, welches auf der Niederterrasse der Naab ca. 2 km nördlich Kallmünz liegt und hallstattzeitlich datiert (Ha C / D; ca. 700 BC; vgl. STROH 1977). Anhand der Uraufnahme von 1841 (s. Anhang A 9) ist zudem sicher dokumentiert, dass die Auen zumindest seit 160 Jahren Bäume nur noch in Form von Galeriewäldern entlang der Gewässer tragen und größtenteils landwirtschaftlich genutzt werden. Auch auf der Pfalzneuburgischen Landesaufnahme durch VOGEL aus dem Jahre 1599 (s. Anhang A 8) sind bis auf kleinere Bereiche bereits große Auflächen waldfrei. Im Zuge der eigenen paläobotanischen Untersuchungen konnten Aussagen zur Vegetationsgeschichte der Naab- und Vilsaue gemacht werden. Für die Naabaue ist spätestens ab der Bronzezeit mit großräumig waldfreien Flächen zu rechnen (s. Kapitel 3.7).

### 3.7. Überlegungen zu Schutz und Erhaltung historischer Kulturlandschaften

Teilräume der aktuellen Kulturlandschaft, die stark von historischen Elementen geprägt sind, können als historische Kulturlandschaften bezeichnet werden (GUNZELMANN 1987: 295).

Am Schloßberg von Kallmünz zeugen zwei prähistorische Wälle davon, dass hier eine bedeutende vorgeschichtliche Höhensiedlung existierte (STROH 1975). Ferner ist ein ausgeprägter agrarmorphologischer Formenschatz erhalten (für detaillierte Aufnahmen und Erläuterungen s. Kapitel 5.1). Als Folge einer bestimmten, jahrhunderte alten Landnutzung, der Beweidung sowie der edaphischen Trockenheit und ihrer daraus resultierenden Nährstoffarmut entwickelte sich eine hohe Biodiversität. Trocken- und Halbtrockenrasen, vor allem an den steileren Hängen des Schloßbergs gelegen, zudem Lesesteinriegel und Trockenmauern sind einzigartige Lebenstätten für eine Vielzahl von wärmeliebenden Pflanzen und Insekten, die vom Aussterben bedroht sind. Für zahlreiche Arten der roten Liste stellt der Schloßberg damit ein wertvolles Rückzugsgebiet dar (SENDETKO 1993; BÖHMER 1996).

Diese Formen sind Ausdruck einer historischen Kulturlandschaft bzw. Beispiele für historische Kulturlandschaftsteile (WÖBSE 1992). Sie ermöglichen das Studium der Auswirkung traditioneller Wirtschaftsweisen, die wiederum von den jeweiligen historischen und sozialen Rahmenbedingungen abhängig waren (STRUNK 1985: 477). Damit besitzen sie als wichtige landschaftsspezifische Zeugnisse einer vergangenen Siedlungs- und Bewirtschaftungsepoche einen hohen kulturhistorischen Wert (GUNZELMANN 1987).

Historischen Kulturlandschaften unterliegen jedoch einer zunehmenden Verarmung, Normierung und Entcharakterisierung, oft durch einen permanenten, schleichenden Verlust (WÖBSE 1992). Vor allem die historischen Flurformen zählen zu dem am stärksten bedrohten Objekten der Kulturlandschaft. Sie sind meist nur noch in entlegenen, peripheren Gebieten erhalten, viele sind der Mechanisierung der Landwirtschaft und der damit einhergehenden Flurbereinigung zum Opfer gefallen (STRUNK 1985).

Historische Kulturlandschaften sind aus historisch-kultureller Sicht schützenswerte Gebiete. Eine Erhaltung wird deshalb im Bundesnaturschutzgesetz gefordert, indem „historische Kulturlandschaften und -landschaftsteile von besonders charakteristischer Eigenart zu erhalten sind“ (vgl. WÖBSE 1992: 9).

Häufig wird eine Erhaltung historischer Kulturlandschaften an die Kostenfrage geknüpft. Diesbezüglich wird unter Beteiligung unterschiedlichster Interessensgruppen lebhaft und kontrovers diskutiert. Vorschläge zur monetären Bewertung und Finanzierung der Kulturlandschaftserhaltung macht zum Beispiel HAMPICKE (1993, 1994). Wenn Landschaftsqualität als öffentliches Gut für einen Markt z. B. durch Veränderung falscher Anreize und Zwänge der Landwirtschaft organisiert wird, ist die Erhaltung der Kulturlandschaft billiger als man denkt (HAMPICKE 1994: 12). Planungsrechtliche Fragen und Möglichkeiten zu Schutzkategorien im Rahmen der Landschafts- und Raumplanung bzw. Denkmalpflege, die historische Kulturlandschaften berücksichtigen können, werden von GUNZELMANN (1987: 136ff) und WÖBSE (1991) ausführlich beleuchtet.

Die Erhaltung der historischen Kulturlandschaft geschieht durchweg im Interesse der Allgemeinheit (WÖBSE 1992) und wird durch den Verfasser, nicht zuletzt auch aus wissenschaftlichem Interesse, ausdrücklich befürwortet.

## 4 Methodik

### 4.1 Auswahl der Untersuchungsstandorte

Dass auf dem Schloßberg bei Kallmünz einst eine der größten bronzezeitlichen Höhensiedlungen in Süddeutschland lag (STROH 1975; SCHAUER & HARNEST 2000, 2002), wurde bereits in Kapitel 1.1 erwähnt. Ins Graduiertenkolleg „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ wurde der Schloßberg deshalb als ein Beispiel einbezogen, an dem über 4000 Jahre Mensch – Umwelt-Wechselbeziehung anhand archäologischer, paläobotanischer und geowissenschaftlicher bzw. geoarchivalischer Forschung interdisziplinär nachvollzogen werden können.

Die hohe Reliefenergie des Schloßbergs spiegelt sich in starkkonvexen Hangversteilungen und senkrechten Felswänden auf der kurzen Distanz von der Hochfläche ins Naab- und Vilstal wider. Es mußte daher mit enormer Denudation in die angrenzenden Täler gerechnet werden, was einen hohen Austrag von korrelierten Sedimenten, auch aus dem System heraus, wahrscheinlich macht. Eine Einschätzung der Intensität, insbesondere eine gewünschte Bilanzierung, aufgeschlüsselt nach Zeitscheiben, kann dadurch beeinträchtigt werden. Dieses „Handicap“ musste bei der Auswahl des Standortes in Kauf genommen werden.

Landschaftsgeschichtliche, paläoökologische Forschung an einem Untersuchungsgebiet wie dem vorliegenden erfolgt vor allem über eine Auswertung von geeigneten Geoarchiven. Hier wurden insbesondere Auenlehme, Kolluvien und Torfkörper sowie anthropogenetisch-morphologische Formen als interdisziplinäre terrestrische Forschungsobjekte im Hinblick auf den human impact zusammengeführt. Aufgrund des kleinräumig-lokalen Ansatzes wurden insbesondere die Kolluvien als Geoarchive fokussiert ins Blickfeld genommen (vgl. Kapitel 2.1).

Für die Suche nach geeigneten und günstigen Standorten im Untersuchungsgebiet wurden zunächst Übersichtsbegehungen mit Pürckhauer-Bohrer und Peilstange durchgeführt sowie Übersichtskarten (1:2.500), Schrägluftbilder und eine stereoskopische Auswertung zweier Senkrechtluftbilder (1:15.000) hinzugezogen. Bei der Auswahl der untersuchten Standorte wurde so versucht, den grundlegenden Aussagen und Ergebnissen, die nach BORK (1988: 6) und BARSCH et al. (2000: 167) aus den geomorphologisch-bodenkundlichen Standorten zu erzielen sein sollten, Rechnung zu tragen.

Dazu gehören<sup>20</sup>:

- eine Rekonstruktion des ursprünglichen Zustandes der Böden, die sich ab dem Altholozän bzw. dem Spätglazial unter natürlicher Vegetation bildeten und damit als Referenzprofile zu bezeichnen sind
- eine Aufnahme des heutigen Landschafts- und Bodenzustandes (der heutigen Restmächtigkeiten) und der Vergleich mit den rekonstruierten, ursprünglichen Böden (s.o.)

---

<sup>20</sup> Diese Aussagen sind allerdings nicht direkt übertragbar auf die naturräumlichen Eigenheiten der Karstgebiete, v.a. was die zeitliche Dimension betrifft, prinzipiell aber dennoch richtig.

- eine Aufnahme der Kolluvienmächtigkeiten und deren räumliche Verbreitung
- eine Aufnahme und Charakterisierung der Auenlehme

Allerdings wurde den Kolluvien weit mehr Aufmerksamkeit geschenkt als den Auenlehmen. Die Auenlehme wurden zwar grundlegend aufgenommen, eine detaillierte Kartierung und Untersuchung blieb jedoch aus. Am Schloßberg waren lokal intensivste Veränderungen durch Jahrtausende lange Eingriffe zu erwarten. Aus anderen Untersuchungen zeigte sich, dass Kolluvien als korrelierte Sedimente die vorgeschichtliche Landschaftsveränderungen kleiner, lokaler Gebiete am besten widerspiegeln, während sich Auenlehme als zum Teil lückenhafte, zeitlich schwer einordenbare und problematisch zu verknüpfende korrelierte Sedimente der Bodenerosion erweisen (NILLER 1998: 282; vgl. dazu Geoarchiv-Diskussion in Kapitel 2.1). Eine weiter führende Untersuchung der Auenlehme könnte dennoch sicherlich weitere aufschlussreiche Ergebnisse für das nähere Umfeld des Schloßbergs erzielen.

Darüberhinaus wurde insbesondere auch dem anthropogenetischen Formenschatz des Schloßbergs und seinem Einfluss auf Geomorphologie und Bodenbild erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt (HILZ 2001).

Als methodische Vorgehensweise wurde zunächst eine Inventarisierung des Ist-Zustands vorgenommen. Die bodenkundlichen Aufnahmen wurden in einer Bodenkartierung zusammengeführt. Profilverkürzungen, heutige Restmächtigkeiten sowie kolluviale Überlagerungen, gegebenenfalls mit Diskordanzen oder Bodenbildungsvorgängen werden dann möglichst detailliert aufgeschlüsselt und für eine Interpretation herangezogen (SCHMIDGALL 2001).

Hierzu wurde der Schloßberg anhand der lokalen Hauptwasserscheide Naab – Vils und kleinerer „Mikro“-Wasserscheiden in Einzugsbereiche aufgeteilt, um einzelne Abflussbahnen und ihre Stoffflüsse differenziert betrachten zu können (s. Abb. 6). Wichtig ist eine vollständige Untersuchung der Hänge von der Wasserscheide bis zur Tiefenlinie (BARSCH et al. 2000: 167)

## **4.2 Geländearbeit**

### **4.2.1 Bodenkundlich-sedimentologische Aufnahmen**

- Profil-/ Schürfgruben; Bohrungen

Für die bodenkundlichen Aufnahmen sind Schürf- oder Profilgruben unabdinglich. Auch zahlreiche Rammkernbohrungen besitzen bei weitem nicht die Aussagekraft von Profilgruben. Insgesamt wurden 37 Profilgruben, vor allem dort und zum Teil mit schwerem Gerät angelegt, wo Kolluvien und kolluviale Schwemmfächer vorgefunden wurden. In unmittelbarer Nähe intensiver anthropogener Eingriffe waren Schürfgruben von Hand sinnvoll, da viel Keramik und andere Artefakte erwartet werden konnten (vgl. BORK 1988: 6). Alle Profilgruben mussten eigens für den Zweck der dieser Untersuchung angelegt werden, da auf keine andere Art (wie z.B. Verlegen von Leitungen oder im Zuge von Straßenbau-maßnahmen) Aufschlüsse zu erwarten waren.

Zwischen den Profilgruben wurden zahlreiche Rammkernbohrungen durchgeführt. Diese wurden grundsätzlich bis zum Erreichen des Anstehenden (Malm bzw. Dolomitasche; in den Tälern Talauenschotter) abgeteuft. Vereinzelt besitzen die tonigen und lehmigen Deckschichten des Untersuchungsgebietes mit bis zu 3 m aber größere Mächtigkeit (vgl. LIPPERT 1975: 26), wie z. B. im Einzugsgebiet des Traidendorfer Schwemmfächers. Diese konnten nur an einigen Stellen komplett durchteuft werden, da selbst der motorgetriebene Rammkernbohrer teilweise nicht imstande war, weitere Bohrfortschritte zu erzielen. Zudem wurden an einigen Standorten Dolinenfüllungen erbohrt, in denen ab Tiefen von 5 m ebenfalls nicht nachgesetzt wurde.

Bohrungen mit dem Eijkelkamp-Drehbohrgestänge wurden nur ausnahmsweise im Vilstal durchgeführt, auf Pürckhauer-Bohrungen wurde nur zu Tiefenpeilung zurückgegriffen.

Mehrere Abflussbahnen der Hochfläche des Schloßbergs in das Naab- und Vilstal laufen an einer Tilke konzentriert zusammen, um dann als (Schwemm-) Fächerform im Tal zu münden. In Anlehnung an ein dendritisches Flussnetz wurden deshalb auch die Profilgruben und Bohrungen in einer Art „dendritischer Catena“ angeordnet, um diesem Prinzip Rechnung zu tragen (Catena A und F). Besonderes Augenmerk lag dabei dennoch immer auf den Tiefenlinien als den Stellen des Hauptgeschehens.

Insgesamt wurden 4 Catenen bis zum kolluvialen Schwemmfächer (Aue) angelegt, die aber durch den anthropogenen Formenschatz zum Teil wiederum in Teilcatenen aufgegliedert wurden. In flacheren, enger zu beprobenden Bereichen wurden Gruben und Bohrungen nach einem Prinzip des 10 m- oder gar 5 m-Rasters durchgeführt (zum Beispiel Einzugsgebiete B und C).

- Profilsprache/ Beprobung

Nach dem Ausheben und Säubern der Profilgruben bzw. Abteufen der Bohrungen erfolgte eine Ansprache und Auswertung vorort. Die bodenkundliche Ansprache der Profile erfolgte in enger Anlehnung an die Vorgaben der AG BODEN (1996), wobei zum Teil auch neuere oder detailliertere Klassifizierungen von anthropogenen Böden (z. B. SCHWERDTFEGER 1997) und Kolluvisolen (z. B. BEYER et al. 1993a) berücksichtigt wurden.

Nach dem Formblatt für Bodenprofilaufnahmen (AG BODEN 1996: 47) wurden folgende Kriterien aufgenommen:

Titeldaten und Aufnahmesituation; Bodentyp mit Horizontangabe, Bodenfarbe nach MUNSELL COLOR COMPANY (1994), Bodengefüge (nur an Aufschlüssen), Bodenart, Abschätzung von Humus- und Carbonatgehalt, Lagerungsdichte, Durchwurzelung und weitere charakteristische Merkmale (wie z.B. Artefakte, Knochen, Holzkohlefritter, Makroreste, Toncutane, Oxidations- oder Reduktionsmerkmale).

Danach wurde in Abständen von oft wenigen Zentimetern, immer aber bei einem makroskopisch erkennbaren Wechsel (z.B. Farbe oder Textur) der örtlichen Verwitterungs- bzw. Akkumulationsprodukte dem Bohrkern Proben entnommen. Diese wurden dann, sofern sie für die Untersuchung wichtige Ergebnisse erwarten ließen, im Labor nach den in Kapitel 4.3 angeführten Labormethoden weiterbearbeitet.

- Situmetrie / Einregelungen

An ausgewählten Profilgruben bzw. -wänden wurden Einregelungsmessungen durchgeführt.

Vor allem zur Unterscheidung solifluidaler, glazialer und korrelater Sedimente können diese außerordentlich hilfreich sein (SCHREINER 1992: 134ff; VÖLKEL & RAAB 1999).

Je Profilwand wurden 100 Stücke Bodenskelett ausgezählt und Einregelung sowie Hangrichtung dargestellt. Nicht zuordenbare Stücke (etwa wegen annähernd runder Form oder Aufstellung) wurden separat aufgelistet.

- Stechzylinderprobenahme

Vor allem an Kolluvien, deren Alter bekannt war, wurden mit 100 cm<sup>3</sup>-Stechzylindern volumendefinierte Proben entnommen (vgl. PG 8, Kapitel 5.4). Dies geschah in der Hoffnung, trotz der ungünstigen Situation bezüglich des Austrags und Verlustes von Kolluvien (s.o.) Aussagen zur Bilanzierung verschiedener Zeitscheiben in t/ha angeben zu können.

- Einmessungen

Die Positionen aller Profilgruben, Rammkernsondierungen und Pürckhauer-Bohrungen sowie aller anderen Probeentnahmen oder Datenerfassungsstandorte wurden tachymetrisch exakt eingemessen. Verwendet wurde ein Rec Elta 15 der Firma Carl Zeiss, Jena. Weitere Standortvermessungen flossen in das digitale Höhenmodell (s. Abb. 17a, 56a, 67a, 80a) mit ein.

#### 4.2.2 Geomorphologische Aufnahmen

Die geomorphologischen Geländeuntersuchungen wurden in Anlehnung an die von LESER (1977) erläuterten Techniken durchgeführt. Es wurden insbesondere Surveys zum natürlichen (Karst-) Formenschatz sowie zum anthropogenen Formenschatz durchgeführt. Diese wurden dann zum Teil in die Karten übernommen. Zur Morphologie des Untersuchungsgebietes wurden allgemeine Vorgaben aus geomorphologischen Lehrbüchern (z.B. WAGNER 1960; LOUIS & FISCHER 1979; AHNERT 1996), speziellen Lehrbüchern zur Karstmorphologie und -hydrologie (z.B. BÖGLI 1976; PFEFFER 1990b) sowie Darstellungen zur Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluss des Menschen (z.B. RATHJENS 1978, 1979; NIR 1983; STRUNK 1985; JÄGER 1987; GOUDIE 2000) berücksichtigt.

#### 4.2.3 Paläobotanische Aufnahmen

Die Probennahme für Paläobotanik (Pollen / Holzkohle / Makroreste) wurde mit einem russischen Kammerbohrer mit schließbarer Sedimentkammer durch Rammkernbohrungen sowie an Profilwänden durchgeführt. Zu genaueren Beschreibung der paläobotanischen Methoden sei auf die Ausführungen in NELLE (2002), NELLE & SCHMIDGALL (2003) sowie Kapitel 4.4 verwiesen.



### 4.3 Bodenkundliche Labormethoden

Das gewonnene Probenmaterial wurde ins Labor gebracht und dort zunächst bei 40° C getrocknet. Gegebenenfalls wurden Teile des Probenmaterial als Originalprobe konserviert, ansonsten wurde das Material zur Weiterbehandlung vorsichtig gemörsert. Auch vorsichtiges Mörsern kann bereits zur Teilfraktionierung des zuckerkörnigen Frankendolomits geführt haben. Dies muss an dieser Stelle angemerkt werden, da möglicherweise in manchen Proben leicht erhöhte Karbonatwerte bzw. Sandanteile bei der Kornverteilung die Folge wären. Die methodischen Unsicherheiten chemischer und physikalischer Untersuchungen an stark karbonathaltigen Böden werden zahlreich diskutiert. Es sei hierfür auf SCHLICHTING & BLUME (1966), BLUM (1968) und THÖLE & MEYER (1979) verwiesen.

Der Feinboden wurde mittels eines 2 mm-Siebes vom Grobboden getrennt und den folgenden weiteren Analysen unterzogen.

#### 4.3.1 Bodenphysikalische Analysen

##### 4.3.1.1 Korngrößenanalyse

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung wurde nach dem kombinierten Sieb- (Trennung der Sandfraktionen) und Sedimentationsverfahren (Ermittlung der Ton- und Schlufffraktion) nach KÖHN durchgeführt.

Dazu werden 20g Feinboden mit 25 ml  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  als Dispergierungsmittel versetzt, ca. 15 min im Ultraschallbad behandelt und über Nacht auf einem Schüttelrad bewegt. Die Trennung der Fraktionen erfolgt durch Pipettieren und Nasssiebung (SCHLICHTING & BLUME 1966: 77; BARSCH et al. 2000: 295ff).

Auf Humus- bzw. Karbonatzerstörung wurde verzichtet. Nach VÖLKE (1995: 19) könnte dies, insbesondere bei Gehalten an organischer Substanz von > 5% zu einer gewissen Zunahme der Schluffanteile auf Kosten der Tonfraktion führen.

##### 4.3.1.2 Lagerungsdichte korrelater Sedimente

Um die korrelaten Sedimente weiter physikalisch zu charakterisieren und Ablagerungsbilanzen über einen gewissen Zeitraum in t/ha abschätzen zu können (vgl. Kapitel 5.4), wurde an unterschiedlich alten Kolluvien Trocken- und Rohdichte mittels Stechzylinder erfasst. Dabei wurden am Aufschluss Stechzylinder mit 100 cm<sup>3</sup> Volumen eingebracht. Die volumendefinierten Proben wurden unmittelbar (feldfrisch) gewogen sowie erneut nach Trocknung bei 105° C bis zur Gewichtskonstanz.

Berechnung:

Aus der Differenz beider Wägungen ergeben sich dann, abzüglich der Leermasse des Stechzylinders, die Roh- bzw. Trockendichtewerte sowie das Wasservolumen der Probe:

$$df \text{ (g / cm}^3\text{)} = mf - T / V$$

$$dt \text{ (g / cm}^3\text{)} = mt - T / V$$

$$WV = mf - mt / V \times 100$$

wobei:

df = Rohdichte

dt = Rohdichte trocken, Trockenrohddichte (g / cm<sup>3</sup>)

mf = Masse der frischen Stechzylinderprobe (g)

mt = Masse der absolut trockenen Stechzylinderprobe (g)

V = Volumen des Stechzylinders (cm<sup>3</sup>)

T = Tara: Masse des leeren Stechzylinders (g)

(nach HARTGE & HORN 1999; BARSCH et al. 2000: 302ff)

### 4.3.2 Bodenchemische Analysen

#### 4.3.2.1 Bestimmung des Karbonatgehaltes

- Gesteinsproben

In Zusammenhang mit Fragen der Pedogenese auf Kalken und Dolomiten, die ausführlich in Kapitel 3 erörtert werden, ist auch die Frage nach dem Karbonat-Lösungsrückstand (KLR) (Nichtkarbonatgehalt) von großer Wichtigkeit.

Zu dessen Bestimmung wurden die Gesteinsproben gewaschen, von Verwitterungskrusten befreit, soweit nötig im Backen-Brecher zerkleinert und durch ein 2 mm Sieb passiert. Durch Auflösung aller karbonatischer Anteile in HCl, mit Na-Acetat auf pH 4,5 abgepuffert, wurden die nichtkarbonatischen Gesteinsanteile gewonnen (vgl. THÖLE & MEYER 1979: 55).

Eine Berechnung der Calcit- und Dolomit-Verhältnisse erfolgte nach photometrischer Bestimmung von Ca und Mg.

Als günstig für die Analyse von Karbonatgesteinen haben sich auch EDTA und Chloressig-säure herausgestellt (HILL & RUNNELS 1960; HINRICHS & HERRMANN 1994), die den großen Vorteil gegenüber HCl besitzen, dass sie eine Gewinnung des Lösungsrückstandes so unverändert wie möglich zulassen. Dies kann sich z.B. im Zuge der Tongewinnung für die Röntgendiffraktometrie als günstig erweisen (HINRICHS & HERRMANN 1994: 388). Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurde aber dennoch mit HCl gearbeitet (BLUM 1968; THÖLE & MEYER 1979).

- Feinboden

Zur Bestimmung des Karbonatgehaltes wurde das Calcimeter nach Scheibler (vgl. LESER 1977: 278ff; KRETZSCHMAR 1996: 570 ff; BARSCH et al. 2000: 328f) verwendet. Die Zugabe von 5 ml halbkonzentrierter HCl zu 0,5 – 1 g der Probe bewirkt eine Zerstörung des Karbonates. Das freigesetzte CO<sub>2</sub> wird gasvolumetrisch bestimmt und der

Karbonatgehalt unter Berücksichtigung von Temperatur und Luftdruck (Umrechnungsfaktoren nach Reuter) berechnet. Es wurden pro Probe je zwei Messungen durchgeführt und deren Ergebnisse gemittelt. Von Drittmessungen, wie sie z.B. BLUM (1968) durchgeführt hat, wurde abgesehen.

Auf die methodischen Schwierigkeiten der Karbonatbestimmung, insbesondere in Gebieten mit hochprozentigen Karbonatgesteinen wurde bereits mehrfach hingewiesen (BLUM 1968: 31; THÖLE & MEYER 1979: 52). Im Untersuchungsgebiet bildet größtenteils Dolomit das anstehende Gestein. Dieser hat im Vergleich mit Calcit (100,09 g/mol) ein höheres Molekulargewicht (184,41 g/mol). Da ein Teil des gebildeten CO<sub>2</sub> aus dem Dolomit stammt, kann es insbesondere bei höheren Dolomitgehalten ebenfalls zu leichten quantitativen Fehlern im Messergebnis kommen (vgl. SCHLICHTING et al. 1995; BARSCH et al. 2000: 330).

BLUM (1968:27) hält für die Klärung der Bodengenese auf Karbonatgestein Bilanzierungen (zwischen Nichtkarbonatanteil Gestein und Nichtkarbonatanteil Boden insgesamt; vertikal innerhalb einzelner Bodenprofile; horizontal zwischen verschiedenen Böden einer Entwicklungsreihe) für sinnvoll. Das ausschließliche Vorkommen von Kultusolen macht solch eine Methode am Schloßberg jedoch wenig sinnvoll.

#### **4.3.2.2 Bestimmung des pH-Wertes (CaCl<sub>2</sub>)**

Die pH-Werte wurden elektrometrisch gemessen. Dabei wurden ca. 10 g Feinboden mit 25 ml 0,01m CaCl<sub>2</sub> versetzt. Messungen, nach jeweils kräftigem Aufrühren des Bodensatzes, erfolgten nach 30 min. und 24 h mittels Glaselektrode an einem pH-Meter (WTW, Typ 521). Die beiden Messwerte wurden gemittelt.

#### **4.3.2.3 Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (C<sub>org</sub>)**

Die quantitative Bestimmung des Gehalts an organischem Kohlenstoff erfolgte leicht modifiziert (VÖLKELE 1995) durch Oxidation der organischen Substanz mittels Kaliumdichromat in einer schwefelsauren Lösung (Prinzip der nassen Veraschung; vgl. z. B. KRETZSCHMAR 1996: 748ff; SCHLICHTING et al. 1995).

0,1 - 1 g Feinboden werden zunächst mit 20 ml H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> sowie 12,5 ml K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub> versetzt. Anschließend erfolgt eine 90-minütige Oxidation bei 120° C. Nach Abkühlen und Zentrifugieren wurde das gebildete Cr (-III) mittels eines UV - VIS Spektralphotometers (Perkin Elmer: Typ Lambda 2) photometrisch bestimmt.

Durch Multiplikation des Gehaltes an organischem Kohlenstoff mit dem allgemein üblichen Faktor 1,72 erhält man den Gehalt an organischer Bodensubstanz (= Humusgehalt H). Eine Reihe von Untersuchungen hat jedoch gezeigt, dass dieser Faktor für viele Böden zu geringe Werte liefert und die Berechnung der organischen Bodensubstanz aus dem C<sub>org</sub>-Gehalt mit Ungenauigkeiten behaftet ist (BARSCH et al. 2000: 343). Vorschläge für andere Umrechnungsfaktoren, wie z.B. Faktor 2 (AG BODEN 1996: 107; BARSCH et al. 2000: 343) wurden aber zugunsten der Vergleichbarkeit dennoch nicht berücksichtigt.

## **Exkurs: Der Beitrag von pyrogenem Kohlenstoff zur organischen Substanz (SOM)<sup>21</sup> in Bodenbildungshorizonten**

Zur organischen Bodensubstanz gehören alle in und auf dem Mineralboden befindlichen abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Stoffe sowie deren organische Umwandlungsprodukte (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Differenzierungsversuche unterschiedlicher Fraktionen innerhalb der organischen Substanz von Kolluvien sind desöfteren vorgenommen worden (z. B. BEYER et al. 1993b; BEYER et al. 1999). Zur organischen Bodensubstanz zählen aber auch Kohle und Asche als inerte organische Materie. Eine Abgrenzung der rezenten organischen Substanz von diesen fossilen bzw. pyrolytisch veränderten mit Hilfe der Laboranalytik, ist nach HILLER & MEUSER (1998: 54) jedoch noch nicht zufriedenstellend gelöst. Diese Differenzierung stellt allerdings einen in verschiedenen bodenkundlichen Fragen wichtigen Parameter dar. Pyrogener Kohlenstoff ist vor allem in anthropogen stark beeinflussten bzw. „urbanen“ Böden zu finden. Bei einer Analyse wird neben dem Humus-C ebenfalls noch der Kohlenstoff aus fossilen, inkohlten organischen Substanzen sowie Koks oder Holzkohle erfasst.

In der Arbeitsgruppe um GLASER an der Universität Bayreuth wurden zu diesem Themenkomplex in den letzten Jahren umfangreiche Forschungen, v.a. im Amazonasgebiet Brasiliens durchgeführt (GLASER et al. 1998; GLASER 1999; GLASER et al. 1999, 2000). Hauptsächlich ging es dabei darum, den Beitrag der pyrogenen Kohlenstoffe zur Stabilität der SOM und um ihren Beitrag zur Bodenfruchtbarkeit zu untersuchen. Es wurde eine Methode zur Bestimmung von pyrogenem Kohlenstoff vorgestellt (GLASER 1999: 16ff). Die Methode basiert auf dem Prinzip, dass Salpetersäure-Oxidation von Verkohlungsprodukten zur Zerstörung des hocharomatischen Kerns mit Bildung aromatischer Säuren (Benzolcarbonsäuren, BCA) führt. Oxidation von Modell-Huminstoffen bilden hingegen keine BCA. Die Quantifizierung von BCA kann deshalb verwendet werden, um den Anteil an pyrogenem Kohlenstoff am  $C_{org}$  zu bestimmen.

Eine Übertragung dieser Quantifizierungsmethode auf Themen wie Landschaftsgeschichte und -wandel könnte nach Ansicht des Verfassers außerordentlich sinnvoll sein. Große Bedeutung kommt den Holzkohlen in historisch-landschaftsgeschichtlichen Untersuchungen nämlich auch in den Geoarchiven, vor allem in den Kolluvien, Auenlehmen und auch Mooren zu. Gerade bei der Untersuchung von stark anthropogen beeinflussten Böden und besonders von korrelaten Sedimenten, wie sie auch in Kolluvien des Schloßbergs auftreten, findet man zum Teil sehr große Mengen an Holzkohle (siehe Beschreibung der einzelnen Profile). Diese können wichtige Hinweise und Informationen liefern und werden deshalb aufgenommen, beschrieben, nach Taxa bestimmt,  $^{14}C$ -datiert und vieles mehr.

Dass Holzkohlen jedoch auch durch ihre hohen Kohlenstoffgehalte die Werte der  $C_{org}$ -Messungen und somit vermeintlichen Humusgehalte in die Höhe treiben können, wird meist leichtfertig übersehen. Nach eigenen Beobachtungen liegt die Holzkohle in verschiedensten Fraktionen von großen Stücken bis als feines Pulver in Feinsandfraktion noch makroskopisch sichtbar vor. Zum Teil existieren Anreicherungshorizonte, die von zahllosen Holzkohle-stücken und -flittern durchsetzt sind und die Schwarzfärbung eines

---

<sup>21</sup> SOM: Soil Organic Matter

Horizontes vortäuschen oder zumindest beeinflussen. GLASER (1999: 65 & 82; 2000: 676) zeigt rasterelektronen-mikroskopische Aufnahmen, bei denen auch noch in der Schluff-, Ton- sowie auch verschiedenen Dichtefraktion Holzkohle mit noch konservierter Holzstruktur auftritt.

- Holzkohle-Anreicherungen als vorgetäuschte Bodenbildungsphasen

Hohe Tragweite in der Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte bzw. menschlicher Einflussnahme wird den sogenannten Bodenbildungshorizonten eingeräumt, die meist an hohen Werten organischer Bodensubstanz und dunkler bis schwarzer Farbe festgemacht werden. Diese Horizonte werden allgemein üblich als Phasen der Stabilität, geomorphologischer Ruhe oder Bodenbildungsphasen unter mehr oder weniger gut entwickelter Vegetation angesehen (BORK 1988; THIEMEYER 1989; SEMMEL 1991; BORK et al. 1998; NILLER 1998). Abgeleitet werden daraus häufig auch Rückschlüsse auf das Verlassen bzw. Wüstfallen prähistorischer Siedlungen<sup>22</sup>.

Als Störfaktor bei einer Einschätzung als Bodenbildungshorizont kann jedoch das Auftreten von pyrogenem Kohlenstoff in Form von mehr oder weniger großer Mengen Holzkohle bezeichnet werden. Diese Holzkohlen haben allerdings nichts mit Bodenbildungs- und Ruhephasen zu tun, da sie bereits mit dem Sediment abgelagert worden sind. Somit waren sie zum Zeitpunkt der Ablagerung schon primär vorhanden, ohne dass sich durch eine „echte“ sekundäre Bodenbildung organische Substanzen entwickelt haben<sup>23</sup>. Über diese Tatsache wurde nach Ansicht des Verfassers bisher weitgehend hinweggesehen.

Bei Anzeichen, dass ein vermeintlicher Bodenbildungshorizont vorliegt, der pyrogenen Kohlenstoff in Form von Holzkohle enthält, müsste daher konsequenterweise dessen Bestimmung und nachfolgend eine Subtraktion vom Gesamtgehalt erfolgen, um den Gehalt des „pedogenen“ Kohlenstoffs und somit die „wahre“ Intensität der Pedogenese einschätzen zu können. Die Methode könnte in dieser Weise als zusätzliches Hilfsmittel betrachtet werden, „unechte“ Bodenbildungsphasen auszugrenzen. In Zukunft könnten damit Aussagen zu landschaftsgeschichtlichen Stabilitätsphasen anhand Bodenbildungshorizonten, die Holzkohlefitter enthalten, sicherer eingeschätzt, verifiziert oder modifiziert und folglich Fehlinterpretationen vermieden werden. Beispiele, dass pyrogene Kohlenstoffe Anteile bis > 35 % der SOM stellen liefern GLASER et al. (2000: 336).

Der Verfasser postuliert, dass zu prüfen ist, inwiefern die Anwendung dieser Methode auch in landschaftsgeschichtlichen Untersuchungen eingesetzt werden sollte. Aufgrund von Verzögerungen bei den laboranalytischen Analysen der eingeschickten Schloßberg-Proben können Ergebnisse der eigenen Untersuchung zum jetzigen Zeitpunkt jedoch leider noch nicht vorgestellt werden.

<sup>22</sup> Viel diskutiert werden in diesem Zusammenhang dann wiederum Fragen von Klimaverschlechterungen, die als Folge das Verlassen solcher prähistorischen Siedlungsplätze nach sich ziehen hätten können (z. B. SMOLLA 1954)

<sup>23</sup> Ebenso verhält es sich mit der schwierigen Differenzierung, von zum Zeitpunkt der Ablagerung bereits humus“reichen“ Kolluvien, die ebenfalls nicht mit einer Stabilitätsphase in Verbindung gebracht werden dürften.

#### 4.3.2.4 Bestimmung von Schwermetall- bzw. Spurenelementgehalten (Pb, Zn, Cu, Co, Cr, Ni, Fe, Al, Mn)

Die Bestimmung der Spurenelemente erfolgte im Nassaufschlussverfahren nach ZELEN & BRÜMMER (1989), welches im Rahmen der Arbeiten durch die AG Landschaftsökologie und Bodenkunde (Prof. Dr. J. Völkel) leicht modifiziert wurde (ausführlich beschrieben in EIBERWEISER 1995).

Mittels Salpetersäure und Perchlorsäure wurden die Totalgehalte bestimmt. Dazu werden ca. 2 g Feinboden mit 15 ml  $\text{HNO}_3$  konz. versetzt. Nach 2 - 3 h Einwirkzeit werden 5 ml  $\text{HClO}_4$  konz. zugegeben und in der Aufschlussapparatur über Nacht behandelt. Der abgekühlte Rückstand wird mit 10 ml 7,5 m  $\text{HNO}_3$  versetzt und über Faltenfilter in PE-Messkolben überführt. Die Messung erfolgt am AAS (hier: Typ Solaar, Unicam 939 der Firma Unicam). Ermittelt wurden die Gehalte an Pb, Zn, Cu, Co, Cr, Ni, Fe, Al, Mn.

Auf eine Bestimmung der leicht mobilisierbaren und pflanzenverfügbaren Fraktion (mit Ammoniumnitrat) wurde verzichtet. Auch eine Analyse der insgesamt mobilisierbaren Fraktion, die leicht löslich und kationenaustauschbar an organische Komplexe, teils an (hydr-) oxidische Komponenten adsorbiert ist (mit Ammonium-EDTA/Ammoniumacetat) wurde aufgrund der Fragestellung nicht durchgeführt. Stattdessen wurden Elementfraktionen von Fe, Mn und Al näher bestimmt (s.u.).

Mehrfach wurde über Vor- und Nachteile sowie Vergleiche von Ergebnissen verschiedener Aufschlussverfahren berichtet (HINRICHS & HERRMANN 1991; EIBERWEISER 1995). Sechsstufige Schwermetall-Aufschlussverfahren, insbesondere für Flusssedimente, setzen zum Beispiel DAUS (1996: 27) oder GAIDA et al. (1993: 173) ein. Eine Analyse mittels Röntgenfluoreszenz (RFA) und anschließendem Vergleich mit AAS-Messungen erörtert EBERHARDT (1988). Auf einen Vergleich von Königswassergehalten und Totalgehalten mittels Salpeter- und Perchlorsäure gehen EIBERWEISER (1995) sowie AUSSENDORF & MARTIN (1998: 59) ein.

#### 4.3.2.5 Bestimmung der Elementfraktionen von Al, Fe, Mn

Durch die Umwandlung silikatischer Bindungsformen unter Anwesenheit von Wasser in oxidische, gehören die sogenannten freien (pedogenen) Oxide, Hydroxide und Oxihydroxide zu den typischen Verwitterungsneubildungen im Boden. Sie stellen einen wichtigen Indikator zur Beschreibung der Art und Intensität pedogener Prozesse dar. Zudem können sie zur relativen Alterseinschätzung herangezogen werden (SCHLICHTING & BLUME 1966; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Eisen wird im Zuge der Bodenbildung bei der Auflösung des Kalksteins freigesetzt, und zwar vor allem durch Auflösung von  $\text{FeCO}_3$  und dessen sofortige Umfällung zu  $\text{FeOOH}$ . Daneben sind Eisenoxidsmengen, die an den tonigen Kalkstein-Lösungsrückstand gebunden sind, vergleichsweise gering. Nach THÖLE & MEYER (1979: 109) entfallen 82 - 98 % des gesamten bei der Auflösung des Kalksteins frei werdenden Eisens auf umgefälltes Eisencarbonat.

In nicht-silikatischer Bindung liegen diese in mehreren Fraktionen im Boden vor. Diese können in Einzelfraktionierung bestimmt werden. Von höherem Aussagewert sind jedoch sequentielle Extraktionsverfahren, bei der verschiedene Extraktionsverfahren an derselben

Probe durchgeführt werden. Die methodische Vorgehensweise wird bereits ausführlich bei VÖLKE (1995) sowie MAHR (1998) dargestellt und diskutiert.

Die pedogenen Oxide wurden bestimmt:

- zur Beschreibung und Charakterisierung der Verwitterungsintensität der BvT-Horizonte der Terra Fusca (PG 1)
- in den auf Schwermetall-Gehalte untersuchten Auenprofilen, um deren Fe-Totalgehalte und die Gehalte an pedogenem Fe differenziert berücksichtigen zu können.
- Durchführung

Am Beginn des sequentiellen Verfahrens steht die Erfassung der pyrophosphatlöslichen Metallfraktion. Hierdurch werden nach VÖLKE (1995: 21) vor allem mobile und an organische Substanz (Fulvo- und Huminsäuren) gebundene Metalle erfasst. 1 - 2 g Feinboden werden mit 50 ml 0,1 m  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  (Natriumpyrophosphat) und 0,5 m  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (Natriumsulfat) versetzt und über Nacht geschüttelt. Als Ionisationspuffer wird 1 ml einer 2 % -igen KCl-Lösung zugegeben.

Anschließend wird mittels Ammoniumoxalat die nicht bis schlecht lösliche Fraktion extrahiert. Die Probenrückstände aus der Phosphatextraktion werden dazu mit 50 ml einer 0,2 m oxalsauren  $\text{NH}_4$ -Oxalatlösung und 28,40 g Ammoniumoxalat auf 1 Liter  $\text{H}_2\text{O}$  bidest. versetzt und unter Lichtabschluss für 2 h in den Überkopfschüttler gegeben. Eine Pufferung erfolgt wieder mit 1 ml 0,2 % -iger KCl-Lösung.

Nach der Methode von MEHRA & JACKSON (1960) erfolgt abschließend die Bestimmung der dithionitlöslichen Fraktion, die den gesamten Anteil der freien Oxide erfasst. Den Probenrückständen werden je 40 ml 0,3 n Natriumcitrat und 5 ml Natriumhydrogencarbonat ( $\text{NaHCO}_3$ ) zugegeben. Nach Erreichen einer Reaktionstemperatur von 80° C wird den Proben 1 g festes Natriumdithionit ( $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ ) zugefügt. Im Anschluß an eine Reaktionszeit von 15 min. werden die Probenrückstände mit  $\text{H}_2\text{O}$  bidest zweimal gewaschen, anschließend wird mit 0,1 n  $\text{MgSO}_4$  nochmals nachgewaschen. Tritt eine Graufärbung ein, kann auf eine Wiederholung der Extraktion verzichtet werden.

Die Messungen finden wiederum am AAS statt.

### 4.3.3 Mikromorphologische Untersuchungen

Am 24.05.2001 wurde in Zusammenarbeit mit Dipl. Geogr. Peter Kühn (Universität Greifswald) eine mikromorphologische Beprobung an den Profilgruben PG 1, PG 4 und PG 51 durchgeführt. Vor allem die BvT-Horizonte der Terrae Fuscae sowie deren Liegendes und Hangendes wurden beprobt. Als Probenahmetiefe ist jeweils der Mittelwert angegeben. Die jeweilige Probenhöhe beträgt etwa 5 cm.

Die ungestörten, orientiert entnommenen Proben wurden nach Lufttrocknung in Kunstharz eingebettet. Das Mischungsverhältnis betrug: 1000 ml Palatal P 80 - 21, 0,5 % Silane, 1,4 ml Cyclohexanonperoxid; 0,7 ml Co-Beschleuniger. Nach kaltem Aushärten (etwa 2 Monate) wurden die Proben noch 2 - 5 Tage bei 40°C im Trockenschrank nachgehärtet.

Danach erfolgte die Anfertigung der Dünnschliffe vom Labor T. BECKMANN (Schwülper) nach den in BECKMANN (1997) vorgestellten Arbeitsschritten.

Die Auswertung der Schliffe erfolgte dankenswerterweise durch P. KÜHN (siehe Kapitel 5.2.4). Die Beschreibung der Dünnschliffe erfolgte überwiegend nach BULLOCK et al. (1985) sowie STOOPS (1999).

#### 4.3.4 Tonmineralogische Untersuchungen

Tonminerale stellen in Böden außerordentlich wichtige und aussagekräftige Substanzen dar. Aufgrund ihrer enormen reaktiven Oberflächen sind sie in hohem Grade für bodenökologische Verhältnisse mitverantwortlich. Desweiteren können anhand röntgendiffraktometrischer Untersuchungen Schichtwechsel belegt werden, wobei es dazu nicht unbedingt der Anwesenheit von Zeigermineralen bedarf (VÖLKELE 1995: 37; NILLER 1998: 98). Auch GLASER (1999: 56) sieht eine identische Tonmineralgarnitur im Ober- und Unterboden als Indiz dafür, dass Boden aus demselben anorganischen Ausgangssubstrat entstanden ist, also keine Schichtwechsel aufweist. Ähnlichkeiten in der Korngrößenverteilung sollten dies ebenfalls bestätigen.

In den Karstgebieten der Schwäbischen und Fränkischen Alb wird ihnen meist ein weiterer Zeigerwert zugesprochen. So ist vor allem Kaolinit das häufig akzeptierte, typische Zeigermineral für subtropisch-tropisch, reliktsche Verwitterungsbildungen, die sich auf der Alb über lange Zeiträume erhalten konnten (LIPPERT 1973: 50; MÜCKENHAUSEN 1975: 96; REHFUESS 1990: 49).

- Probenauswahl:

Ausgewählt wurden ausschließlich Profile bei denen ein BvT-Horizont einer Terra Fusca vorhanden war. Aus drei verschiedenen Profilen wurde dieser, sein Liegendes und zum Teil auch überlagernde Schichten für eine Analyse herangezogen.

Die tonmineralogischen Analysen wurden hauptsächlich vor dem Hintergrund der in Kapitel 2.2 verfolgten Fragestellung zu Genese, Alter und stratigrafischer Stellung der Terra Fusca im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Diese sollte röntgendiffraktometrisch charakterisiert und vom Geländebefund stark vermutete Schichtwechsel laboranalytisch belegt werden (vgl. SALGER 1959; BRONGER 1984; TEICHMANN 1990). Allerdings fand bereits WERNER (1958: 52) anhand einiger Terra Fusca-Tonmineralbestimmungen heraus, dass Braunlehmsubstanzen in unterschiedlichen Profilen auch sehr unterschiedliche tonmineralogische Zusammen-setzung aufweisen können, was eine klare Interpretation erschweren kann.

- Analyse (für eine ausführliche Beschreibung siehe VÖLKELE 1995; MAHR 1998: 56ff)

- Vorbehandlung

Um eine Erhöhung der Reflexintensitäten durch bessere Fraktionierung und Einregelung der Schichtsilikate zu erreichen, wird zuvor in einer Vorbehandlung eine Carbonat- und Humuszerstörung durchgeführt.

Die Carbonate werden mit 100 ml 5% -iger HCl entfernt. Auf die Verwendung anderer Lösungsmittel, wie z.B. Chloressigsäure, wurde bereits hingewiesen (Kapitel 4.3.2.1). Die



stark karbonathaltigen Proben werden bei 60 °C über Nacht im Wasserbad gelassen. Der Überstand nach dem Zentrifugieren wird abgekippt.

Die Entfernung der organischen Substanz erfolgt mit 100 ml Wasserstoffperoxid ( $\text{H}_2\text{O}_2$ , 6 % -ig), wiederum im 60 °C warmen Wasserbad bis zum Reaktionsende.

Nach der DCB-Methode (Dithionit – Citrat – Bicarbonat) von MEHRA & JACKSON (1960) werden zusätzlich Eisenoxidverkittungen entfernt. Dabei wird die Probe mit 100 ml 0,3 n Natriumcitrat ( $\text{C}_6\text{H}_5\text{Na}_3\text{O}_7$ ) und 20 ml Natriumhydrogencarbonat ( $\text{NaHCO}_3$ ) als Puffer versetzt und unter Zugabe von 3 g  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$  1 h im Wasserbad auf ca. 70 °C erhitzt, bis eine Graufärbung (= Reduktion) der Probe erkennbar wird.

#### - Tongewinnung

Der vorbehandelte Feinboden wird in Atterbergzylinder überführt und die Tonfraktion durch eine 16-stündige Sedimentation gewonnen.

#### - Präparation

Magnesiumbelegte Präparate:

Etwa 80 mg der magnesiumgesättigten Tonsubstanz werden als homogene Suspension gleichmäßig auf den Objektträger aufgebracht. Die Präparate werden zuerst 48 h im Trockenschrank bei 40 °C getrocknet, bevor sie 48 h im Exsikkator (Silica-Gel) auf eine definierte Restfeuchte gebracht werden.

Kaliumbelegte Präparate:

Ca. 400 mg der Tonsubstanz werden mit 25 ml einer 1 m KCl-Lösung sowie 15 ml  $\text{H}_2\text{O}$  dest. versetzt und über Nacht auf den Überkopfschüttler gegeben. Anschließend wird analog zu den magnesiumbelegten Präparaten verfahren. Auf eine thermische Behandlung (Erhitzungspräparat) wurde verzichtet (vgl. Kapitel 5.2.1).

#### - Messung

Gemessen wurde mit einem primär- und sekundärseitigem ADSS (Automatischen Divergenz -Spalt System) und einem Sekundärmonochromator an einer durchgängig bestrahlten Probe von 20 mm Länge. Die Texturpräparate der Tonfraktion wurden bei Raumtemperatur im step-scan Verfahren an einem Röntgendiffraktometer des Typs D5000 der Fa. Siemens gemessen. Die step time lag bei 2,0 sec., die step size bei 0,050° ohne Probenrotation, Messung im Theta/ 2 Theta-Kreis.

Die Identifizierung der Tonminerale erfolgte nach den Leitlinien von MOORE & REYNOLDS (1989) sowie TRIBUTH (1991).

## 4.4 Paläobotanische Methoden

### 4.4.1 Pollenanalysen

Die Pollenanalyse kann als eines der wichtigsten Werkzeuge geoarchivalisch-botanischer Forschung bezüglich der Vegetations- und Landnutzungsgeschichte sowie allgemein der

Paläoökologie bezeichnet werden (BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA 1986; MOORE et al. 1991; JACOMET & KREUZ 1999; WEBER 1999; O'CONNELL et al. 2001). Häufig wird sie auch als eine der bedeutendsten Methoden zur Rekonstruktion der Klimageschichte herangezogen (LANG 1994; WEBER 1999). Sie bietet die Möglichkeit qualitativer wie quantitativer sowie regionaler und zeitlich auflösender Aussagen zu unterschiedlichen Fragestellungen der Biostratigraphie, Chronologie und auch Mensch – Umwelt-Wechselbeziehung in lokalem und regionalen Maßstab.

Anwendungsmöglichkeiten für die Bedeutung und den Einsatz der Pollenanalyse im Sinne bodenkundlicher Fragestellungen liefern beispielsweise LESSMANN & ZAKOSEK (1983) und LESSMANN-SCHOCH et al. (1991: 24), die anhand von Pollenspektren eine Alterseinordnung von Kolluvien vornehmen konnten. SCHULTE & STUMBÖCK (2000: 162) ziehen Pollenspektren für die Einschätzung von Stadien ehemaliger Bodenentwicklung heran. Über Möglichkeiten und Grenzen der Pollenanalyse in Böden informieren ZAKOSEK et al. (1991).

- Probenahme

Stark verkarstete Gebiete besitzen spezielle hydrologische Eigenschaften, weshalb sie oberflächlich wasserarm sind. Nur gelegentlich stellen sie gut geeignete Standorte für paläobotanische Untersuchungen zur Verfügung, da Feuchterhaltungsbedingungen für das Aufwachsen von Torfkörpern die Ausnahme sind. Meist müssen hinsichtlich Mächtigkeit, archiviertem Zeitraum, Verunreinigungsgrad, Erhaltungsbedingungen und Entfernung zum untersuchten Gebiet größere Qualitätseinschränkungen des Archivs in Kauf genommen werden.

Geeignete Stellen wurden vor allem im Naab- und Vilstal gesucht, auf der Hochfläche wurde Ausschau nach Hülben gehalten. Diese dienten jahrhundertlang zur Wasserversorgung, vor allem des Viehs. Die Hülben bieten zwar keine optimalen Bedingungen, dennoch lieferten sie, mangels besserer Standorte, gerade in solch oberflächlich wasserarmen Regionen, wichtige Erkenntnisse durch pollenanalytische Untersuchungen (SMETTAN 1993, 1995).

Erfolgsträchtig scheinende Hülben konnten nicht gefunden werden. Auch keine brauchbaren Kolluvien, da für eine akzeptable Pollenerhaltung Feuchtigkeit zum Beispiel in Form von Hangzugswasser vorhanden sein müsste (vgl. LESSMANN-SCHOCH et al. 1991). In Zusammenarbeit mit O. Nelle (Institut für Botanik, Universität Regensburg) wurde an einem 2 m mächtigen Torfprofil nahe eines Altarms der Naab ein Torfkern gezogen. Trotz stellenweise stärkerer mineralischer Verunreinigungen schien dieser Standort das günstigste Archiv darzustellen.

Entscheidend ist auch bei der Pollenanalyse eine adäquate Beprobung (JANKE 2000: 370; LABOR FÜR ARCHÄOBOTANIK 2000: 14). Um einen ungestörten und unkomprimierten Kern zu erhalten, wurde deshalb mit einem Russischen Kammerbohrer mit einer 50 cm langen, schließbaren Sedimentkammer gearbeitet.

An mehreren Stellen, vornehmlich in den Flusstälern unterhalb des Grundwasserniveaus, wurden weitere Proben zur Pollenanalyse entnommen. Diese wurden mit der Rammkernsonde geborgen und liefern so möglicherweise gewisse Komprimierungen, weshalb üblicherweise umso engermaschiger ausgewertet werden sollte (JANKE 2000: 370).

- Bestimmung

Die pollenanalytischen Bestimmungen wurden dankenswerterweise von O. NELLE (Institut für Botanik, Universität Regensburg) vorgenommen. Die Auswertung der Kerne erfolgte in unterschiedlichen Abständen (NELLE 2002 und Kap. 5.7). Die Probenaufbereitung erfolgte nach der in MOORE et al. (1991) beschriebenen Methode. Ausgezählt wurden jeweils mindestens 600 Baumpollen pro Präparat.

Am Torf-Bohrkern des Naabtals wurden zwei Radiokohlenstoffdatierungen durchgeführt (s. Kapitel 5.7)

#### 4.4.2 Holzkohleanalysen

Die Holzkohleanalyse ist neben Pollen- und Makrorestanalyse ein weiteres wichtiges Hilfsmittel, Art und Intensität menschlicher Eingriffe und Nutzungsgeschichte zu dokumentieren (SCHWEINGRUBER 1976; SCHOCH 1986). In Ergänzung zur Pollenanalyse konnten zum Beispiel dank Holzkohleanalysen sowohl die postglaziale Wiederbewaldung als auch die Waldnutzungsgeschichte in Teilen der Schweiz nachvollzogen werden (CASTELLETTI 1988<sup>24</sup>). BERLI et al. (1994: 18) bezeichnen die Methode als nützliches Instrument, Klima- und Vegetationsgeschichte, v. a. im mittel- und südeuropäischen Raum zu rekonstruieren. Durch das Auftreten von einst und jetzt lebenden Gehölzarten in Sedimenten bekannten Alters sowie der Charakterisierung ihrer ökologischen Standortansprüche (vgl. BERLI et al. 1994: 28), erhoffte sich der Verfasser Aussagen über Vegetationszusammensetzung, Nutzungsspektrum und Wandel des Nutzungsspektrums während der fokussierten Zeiträume. Ergebnisse zum Einfluss des Menschen auf Vegetation und Paläoökologie stellen VERNET (1992) und MARZIANI & CITTERIO (1999) vor. Auch Hypothesen zur Bodenentwicklung (Mächtigkeit und beteiligte Prozesse) können in günstigen Fällen (ungestörte Stratigraphie) anhand Holzkohleanalysen aufgestellt werden (BERLI et al. 1994: 24). Insbesondere seit der Möglichkeit von <sup>14</sup>C-Datierungen sind Holzkohle-Analysen um eine messbare, zeitliche Dimension erweitert und somit entscheidend bereichert worden (BERLI et al. 1994: 17).

Es soll an dieser Stelle allerdings auch auf die Schwächen und begrenzten Aussagemöglichkeiten der Methode hingewiesen werden (vgl. z. B. SCHOCH 1986: 626), die sie in Möglichkeit der Beschaffung belastbarer Daten und vor allem deren Aussagekraft in keiner Weise mit dem vegetationsgeschichtlichen Hauptwerkzeug der Pollenanalyse vergleichbar machen.

Ein Problem dürfte nach Ansicht des Verfassers darin liegen, dass nicht nachvollziehbar ist, wie die Holzkohlen in die Sedimente gelangten und inwiefern es sich dabei um natürliche, quasinatürliche oder künstliche Prozesse handelte. Holozän sind gewiß anthropogene Aktivitäten die Hauptursache. Doch solche „künstlichen“ Prozesse können nur schwerlich eingeschätzt oder rekonstruiert werden und damit sichere Aussagen zulassen (THIEMEYER 1989). Eine weitere Schwäche, z.B. gegenüber der Pollenanalyse, ist das Auftreten der Holzkohlen in weit geringeren Stückzahlen, was quantitative Aussagen nur gelegentlich erlaubt. SCHOCH (1986: 626) betont in diesem Sinne, dass zuverlässige

---

<sup>24</sup> zitiert in BERLI et al. (1994: 22)

Aussagen nur in Kombination mit anderen Methoden, insbesondere der Pollenanalyse erwartet werden können.

Gerade dort, wo keine auswertbaren Moor- und Torfbildungen als geeignete Geoarchive zu erwarten sind, wie also den verkarsteten Gebieten, sollte diese Methode in Verknüpfung mit anderen Methoden aber dennoch einbezogen werden.

- Probenahme

Es wurden Holzkohlen im gesamten Untersuchungsgebiet geborgen, insbesondere aber von stratifizierten und datierten Kolluvien. Gesammelt wurden zahlreiche Einzelstücke unter Angabe von Herkunft und Tiefe.

In besonders günstigen Fällen jedoch (z.B. PG VA1) wurden der Profilwand systematisch im Abstand von 10 cm jeweils ca. 4 Liter korrelates Sediment entnommen. Aus diesen Proben wurde das verkohlte Holz ausgeschlämmt und soweit möglich ausgewertet. Ein solches Vorgehen kann bei einer genügend großen Anzahl von Stücken somit auch als statistisch gesicherte Rekonstruktionsmethode eingesetzt werden. Dies hat bisher noch kaum Anwendung gefunden. Der Nebeneffekt bei einer solchen Vorgehensweise ist zudem, dass eine näherungsweise, quantitative Abschätzung der Holzkohlehaltigkeit der verschiedenen Sedimentschichten möglich ist.

- mikroskopische Bestimmung

Die Bestimmung anhand der Holzanatomie wurde dankenswerterweise von O. Nelle (Institut für Botanik, Universität Regensburg) durchgeführt. Am Auflichtmikroskop sind so alle Stücke bestimmbar, bei denen eine 3 dimensionale Struktur und somit die typischen Holzanatomien erkennbar sind (SCHWEINGRUBER 1990; NELLE 2000: 4). In den allermeisten Fällen war so eine Bestimmung bis zur Art möglich.

## 4.5 Datierungen

### 4.5.1 Holz und Holzkohle

$^{14}\text{C}$ - und Dendrodatierungen<sup>25</sup> stellen zwei der wichtigsten angewandten absoluten Datiermethoden für die in Frage kommenden Zeiträume dar (GEYH 1980: 86; SCHREINER 1992: 169; WAGNER 1995). In zunehmenden Maße kommen für Kolluvien und Auenlehme auch Thermolumineszenz-Datierungen und vor allem die verbesserten IRSL- und OSL-Datierungen in Betracht (LANG 1995; LANG & HÖNSCHIEDT 1999; LANG & NOLTE 1999). Jedoch sind die Standardabweichungen bei derart gering zu erwartenden Altern noch relativ hoch. Nach FRECHEN & BOENIGK (1995) können Lumineszenz-Datierungen erst bei Sedimenten mit höherem als bronzezeitlichem Alter befriedigende Ergebnisse liefern während in jüngeren immer noch  $^{14}\text{C}$ -Datierungen zu favorisieren seien. Schwächen, methodische Einschränkungen und Sonderfälle der Methode werden von GEYH (1980:

---

<sup>25</sup> Auf Dendrodatierungen musste mangels aussagekräftigem Material, auch nach aufmerksamer Suche, leider verzichtet werden.

89ff) und WAGNER (1995) diskutiert. OLSSON (1986), STUIVER et al. (1998) und WENINGER (1997) beschäftigen sich zudem mit Fragen zur Statistik sowie Kalibration von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

Holz- und Holzkohleproben, die für eine absolute  $^{14}\text{C}$ -Datierung herangezogen werden sollten, wurden bei 40° C getrocknet, in Filmdosen oder Plastikbeutel verpackt und ins Physikalische Labor der Universität Erlangen (W. Kretschmer) eingeschickt. Ein Begleitformular mit allen nötigen Angaben (z.B. Fundumstände) wurde für jede Probe beigelegt. Dort wurde dann am AMS das konventionelles Alter in Radiokarbonjahren bestimmt<sup>26</sup>. Eine Kalibrierung wurde nach STUIVER et al. (1998) durchgeführt.

#### 4.5.2 Keramik und Artefakte

Auch anhand von Artefakten kann eine Aufschlüsselung von kolluvialen Sedimenten verschiedener Zeitscheiben erfolgen. Allerdings sind diese Datierungen meist nur als grobe Einschätzung ob Vorgeschichte, Mittelalter oder Neuzeit erfolgreich (BORK & BORK 1987; BORK 1988).

In den Schürf- bzw. Profilgruben des Schloßbergs konnten zahlreiche Keramik, Porzellan, Knochenmaterial, Bronze- und sonstige Metallgegenstände geborgen werden. Außer beim mittelalterlichen und neuzeitlichen Fundgut konnte in der Vielzahl der Fälle eine Alterseinordnung aufgrund des Vorliegens in allzu kleinen Fragmenten leider nicht erfolgen.

Eine Durchsicht und gegebenenfalls Bestimmung des Fundguts übernehmen dankenswerterweise Frau Dr. U. PUTZ, Herr M. HARNEST (beide Universität Regensburg, Institut für Vor- und Frühgeschichte) sowie Frau D. BRENNSTUHL (Universität München, Institut für Vor- und Frühgeschichte).

---

<sup>26</sup> Die Finanzierung der Datierungen erfolgte durch die DFG im Rahmen des GRK 462/1 (Sprecher: Prof. Dr. P. Schauer). Zur Beschreibung des genauen Aufbereitungs- und Messvorganges sei die Homepage des Labors unter <http://www.14c.de> empfohlen

## 5 Ergebnisse

Im Folgenden werden die aus den Untersuchungen abgeleiteten Ergebnisse dargestellt. Zunächst soll auf die anthropogenen morphologischen Formen und ihre Bedeutung eingegangen werden (Kapitel 5.1). Die ausführliche Diskussion zur Problematik des oberflächennahen Untergrundes in Karstgebieten (Kapitel 2.2) resultiert in den Ausführungen zur Stratigrafie am Schloßberg (Kapitel 5.2). Anschließend können die Bodenprofile und ihre Schichtglieder dann im Einzelnen und ohne stratigrafische Diskussion vorgestellt werden (Kapitel 5.3). Weitere Ergebnisse zur Bilanzierung vorgeschichtlicher Bodenerosion (Kapitel 5.4), zum Wirkungsgefüge von Bodenerosion in Karstgebieten (Kapitel 5.5) sowie Ergebnisse der Schwermetallanalysen (Kapitel 5.6) und der paläobotanischen Untersuchungen (Kapitel 5.7) gehen dem Ausblick (Kapitel 6) und der Zusammenfassung (Kapitel 7) voraus.

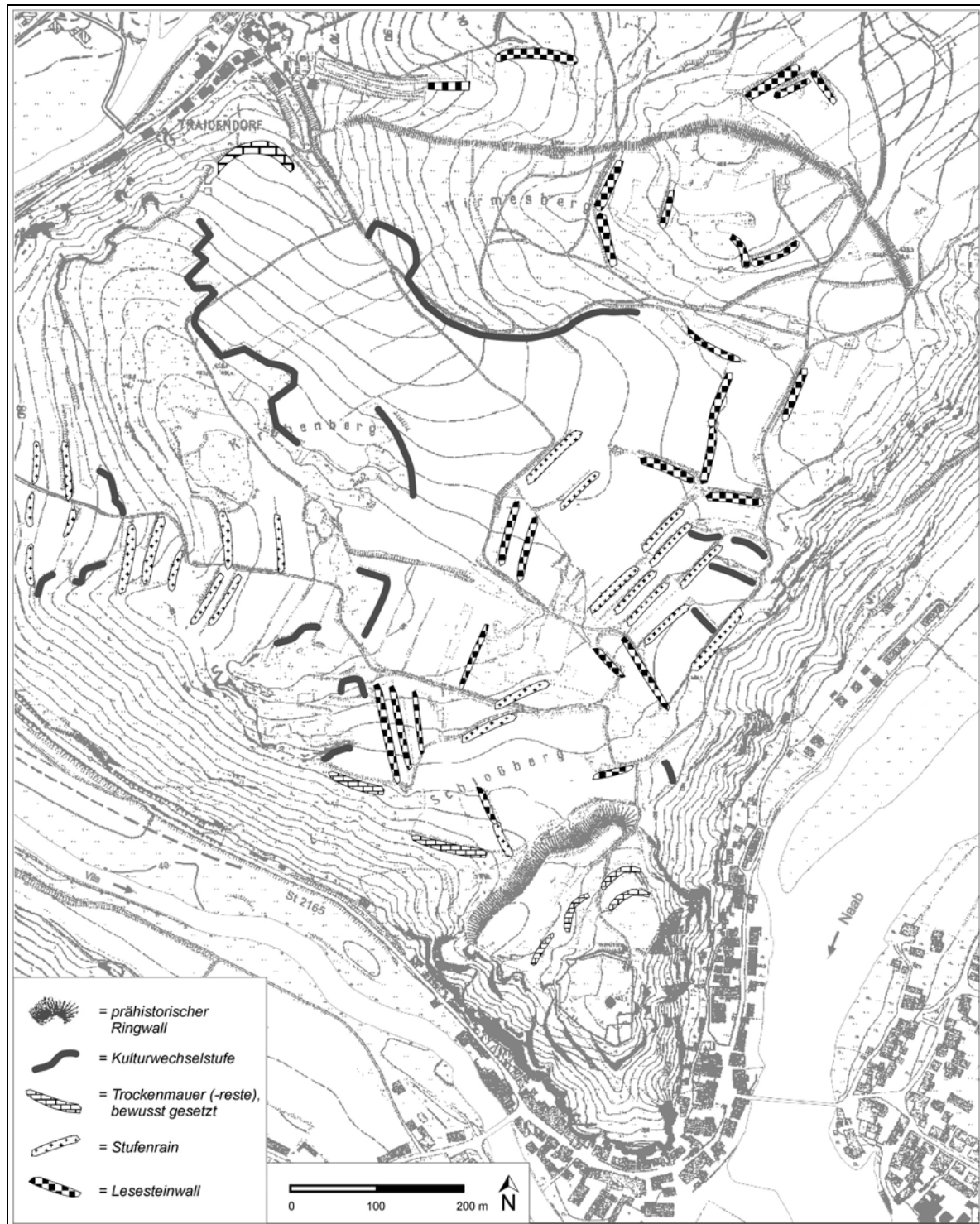
### 5.1. Anthropogene Morphologie und agrarmorphologischer Formenschatz

#### 5.1.1 Einführung und Bedeutung der Formen als bzw. auf Archive

Der Schloßberg von Kallmünz stellt eine historische Kulturlandschaft dar (s. Kapitel 3.7). Ausdruck davon sind unter anderem zwei prähistorische Ringwälle sowie ein reichhaltiger und bislang noch gut erhaltener agrarmorphologischer Formenschatz. Diese Formen besitzen als Archiv für den anthropogen induzierten Landschaftswandel hohen kulturhistorischen Wert: Sie ermöglichen das Studium der Auswirkungen traditioneller Wirtschaftsweisen, die wiederum von den jeweiligen historischen und sozialen Rahmenbedingungen abhängig waren (STRUNK 1985).

Die anthropogen errichteten Ringwälle stellen am Schloßberg die Hauptarchive der vor- und frühgeschichtlichen Forschung dar (HARNEST & SCHAUER 2000). Der Effekt ihrer Funktion als Sedimentfalle auf geomorphologisch-pedologische Prozesse wird im Kapitel 5.3.2 (Einzugsgebiet B) näher beschrieben.

Die agrarmorphologischen Formen können für Rekonstruktionen des anthropogen beeinflussten Landschaftswandels günstige Archive darstellen (s. Tabelle 1, Kapitel 2.1). Sie stellen mitunter Studienobjekte dar, anhand derer Auswirkungen traditioneller und (prä-) historischer Wirtschaftsweisen und auf Relief und Bodenbild nachvollzogen werden können. In Gunstfällen könnten Rückschlüsse auf den Stand der Bearbeitungstechniken in verschiedenen Kulturphasen möglich sein, denn der agrarmorphologische Formenschatz ist Ausdruck der landwirtschaftlichen Tätigkeiten, die die Oberflächenformen nachhaltig geprägt haben. (EWALD 1996).



**Abbildung 12:** Karte der anthropogenen morphologischen Formen auf dem Schloßberg

Die anthropogenen Formen spielen eine wichtige Rolle in ihrer Auswirkung auf Art und Lage anderer (Geo-) Archive. Insbesondere für Prozesse der Bodenerosion sind sie von großer Bedeutung, da sie erosive Hanglängen sowie Hangneigungen entscheidend verändern und durch neu geschaffene lokale Erosionsbasen Sedimentfallen für Kolluvien

darstellen können (AUERSWALD 1998: 29). In vorliegender Arbeit wurden sie selbst als Studienobjekte bzw. Archive herangezogen, die Aussagen zu Art und Weise sowie zeitlicher Stellung anthropogener Einflußnahme auf Relief- und Bodenentwicklung ermöglichen sollten.

### **5.1.2 Beschreibung und Kartierung der Formen und ihre Lage im Untersuchungsgebiet**

Die wichtigsten agrarmorphologischen Formen werden im Folgenden vorgestellt. Ein Überblick über die Situation im Gelände kann das Luftbild (s. Anhang A 10) verschaffen. Die Karte (Abb. 12) gibt Aufschluß über die unterschiedlichen Formen und deren Lage im Gelände.

#### **5.1.2.1 Stufenraine**

Stufenraine entstehen auf wenig bis steil geneigten Hangflächen durch Bearbeitung mit dem Pflug. Dabei wird an der Ackergrenze am Oberhang Bodenmaterial durch die Pflugtätigkeit und durch Bodenerosion nach unten verlagert, derselbe Prozeß läuft auch auf dem darunter- und darüberliegenden Ackerstück ab. So entstehen allmählich getreppte Flächen (EWALD 1996: 107).

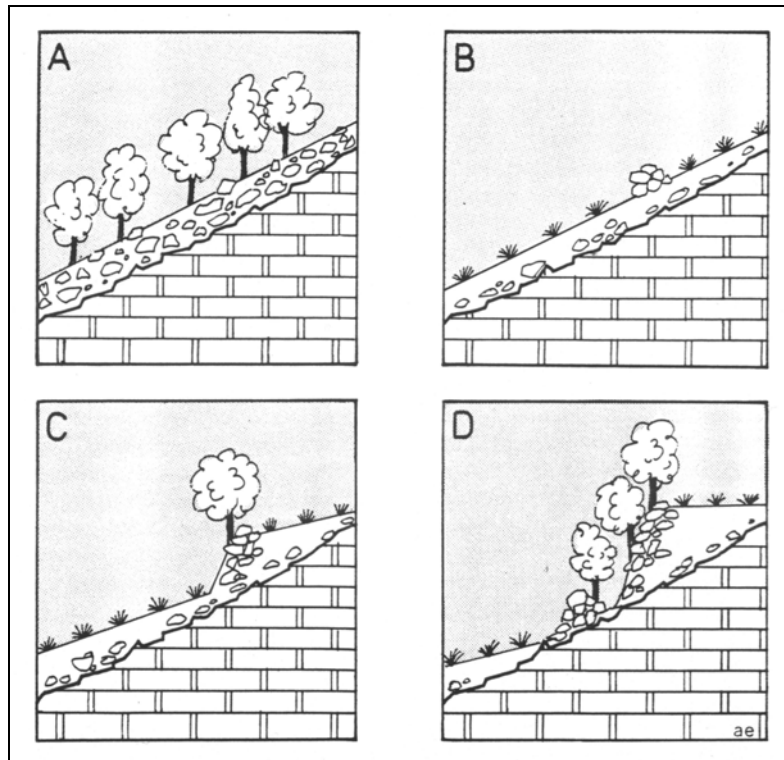
Auf den so entstandenen Stufen werden häufig die aussortierten Lesesteine abgelegt, da dies eine platzsparende Methode ist. Selten werden die Lesesteine bewußt zur Verstärkung des Stufenrains aufgeschichtet. Durch das Ablegen der Lesesteine gewinnen die Stufenraine laufend an Höhe.

Die Stufenraine erreichen im Untersuchungsgebiet Höhen von ca. 30 cm bis zu knapp 300 cm (PG 11, Einzugsgebiet C, Kapitel 5.3.3), wobei die Höhen auch im Verlauf eines Stufenrains schwanken.

Vielfach sind die Stufenraine heute nicht mehr als solche zu erkennen, da sie von zahlreichen Lesesteinen bedeckt sind und so den Eindruck von reinen Lesesteinwällen geben. Aufgrund der jahrhundertelangen ackerbaulichen Nutzung des Gebietes muß man aber davon ausgehen, dass es sich genetisch um Stufenraine handelt, die nachträglich bedeckt wurden.

PG 11 ist im Untersuchungsgebiet der einzige Stufenrain, der anscheinend bewußt verstärkt wurde. Dies ergibt sich aus dem Aufbau des Stufenrains. Die Steine schmiegen sich als schmaler Streifen in einem leichten Winkel an den Stufenrain, wobei die größten Blöcke (Ø ca. 30 - 40 cm) unten liegen. Je mehr der Stufenrain an Höhe gewinnt, desto kleiner werden die Blöcke und Steine. Dazwischen liegen bzw. stecken immer wieder kleinere Steine mit einer durchschnittlichen Größe von 5 - 10 cm zur Stabilisierung. An dieser Stelle soll bereits darauf hingewiesen werden, dass PG C 4 und PG 11 als Archive für die Untersuchung große Bedeutung besaßen und <sup>14</sup>C-Datierungen ermöglicht haben (s. Kapitel 5.3.3.1).





*Schematische Darstellung der Veränderung des gleichen Hangabschnittes durch Abtragung und Bodenumlagerung im Zuge der ackerbaulichen Nutzung. A – Zustand vor der Rodung, B – Entsteinter Ackerboden mit hangparalleler Lesesteinreihe, C – Abtragungsbedingte Akkumulation oberhalb und Denudation unterhalb der Lesesteinreihe; Bildung eines Stufenrains, D – Weiteres, akkumulationsbedingtes Anwachsen des Stufenrains und Abtragung bis auf den anstehenden Fels unterhalb des Stufenrains.*

**Abbildung 13:** Schematisierte Genese von Stufenrains als Beispiel für die Einflussnahme der anthropogenen Morphologie auf das Bodenbild (STRUNK 1985: 484).

### 5.1.2.2 Lesesteinwälle

Lesesteinwälle entstehen durch Ablage von Lesesteinen am Ackerrain. Häufig werden die Begriffe Lesesteinwall und Stufenrain in der Literatur vermischt. Bei größeren Parzellen wirft der Landwirt die aussortierten Steine zunächst auf einen Anhänger oder Wagen, um sie dann am Feldrand auf einen Haufen zu kippen. Größere Brocken schleppt er dagegen an eine Stelle eines bereits existierenden Stufenrains oder einer bereits existierenden Lesesteinmauer, die einer Ausbesserung bedarf. Sofern die Parzelle streifenförmig ist und kleinere Ausmaße hat, werden die Steine unsortiert nach Gewicht und Größe bevorzugt an den Längsrand geworfen. Die Funktion des Lesesteinwalls als reiner Ablageplatz kann am Schloßberg auch heute noch beobachtet werden. Ihre Wirkung auf bodenerosive bzw. pedologische Prozesse ist jedoch eher gering.

### 5.1.2.3 Kulturwechselstufen

Kulturwechselstufen entwickeln sich dort, wo eine Ackerfläche an eine andere Kultur, z.B. Wald oder Wiese angrenzt (SCHAEFER 1957: 198).

Die Genese der Stufen ist auf den Vegetationsunterschied zurückzuführen. Während auf der Ackerfläche durch Pflugarbeit und mangelnden Vegetationsschutz die Bodenerosion fortschreiten kann, wird dies unter Wald oder auf ganzjährig bewachsenen Grünflächen verhindert. Damit schreitet die Tieferlegung des Niveaus der Ackerfläche immer weiter fort, während das Niveau auf den anderen Flächen erhalten bleibt (EWALD 1996: 109).

Beispielsweise konnte im Untersuchungsgebiet eine Kulturwechselstufe gefunden werden, die eine Ackerfläche von einer jungen Fichtenschonung abgrenzt. Deren Alter wird auf ca. 16 Jahre geschätzt (freundliche mündliche Auskunft der Gemeindeverwaltung Kallmünz). Die Höhe dieser Kulturwechselstufe beträgt ca. 40 cm. Die Bodenerosion hat also in einem Zeitraum von nur 16 Jahren erhebliche Ausmaße angenommen. Da das Gebiet schon länger keiner ackerbaulichen Nutzung mehr unterliegt und ganzjährig bewachsen ist, der Prozeß der Bodenerosion also vermindert wird, erscheint der Wert von 40 cm jedoch sehr hoch. Man kann sicherlich davon ausgehen, daß bereits vor Anpflanzung der Schonung ein Stufenrain (möglicherweise Parzellenbesitzgrenze) entwickelt war.

### 5.1.3 Zusammenfassung und Altersstellung der anthropogenen Formen

Anthropogene morphologische Formen stellen Archive des anthropogen induzierten Landschaftswandels dar.

Besondere Aufmerksamkeit im Zuge der bodenkundlich-geomorphologischen Untersuchungen wurde den agrarmorphologischen Formen geschenkt. Die bodenkundliche Untersuchung des prähistorischen Ringwalls, einem Hauptarchiv der archäologischen Forschung, wird in Kapitel 5.3.1 beschrieben.

Die agrarmorphologischen Formen sind für eine regelhafte Beeinflussung des Bodenbildes verantwortlich: An den Oberhängen einer Terrasse/Parzelle finden sich erodierte Rendzinen, mittelgründige Böden im mittleren Bereich und Terrae Fuscae, teils von mächtigen Kolluvien überlagert, finden sich unter den Stufenrainen bzw. am Unterhang der getreppten Terrassen (s. Abb. 13 und Abb. 87).

Die Kenntnis und Lage der Formen ist somit Voraussetzung für das Verständnis des Bodenbildes sowie die Lage von Geoarchiven. So wurden durch die Stufenraine an den im ursprünglichen Zustand steilen Oberhängen mächtige kolluviale Serien archiviert, während an den Unterhängen dieser Gebiete keine kolluvialen Schwemmfächer nachzuweisen waren (Einzugsgebiete C & E; vgl. Kapitel 5.3).

Von einer genauen Quantifizierung der Bodenerosion an einem Beispiel des Einzugsgebiets C, die an Kulturwechselstufen in günstigen Fällen möglich sind, wurde aufgrund einer nur unzureichenden Informationsgrundlage abgesehen (s. Kapitel 5.1.2.3).

Die agrarmorphologischen Formen konnten anhand von Holzkohlen aus BvT-Horizonten und Kolluvien datiert werden (vgl. PG 11; Kapitel 5.3.3.2). Erste agrarmorphologische Formen wie Lesesteinwälle und Stufenraine sind demnach für die frühe Bronzezeit nachzuweisen. Möglicherweise kann dies bereits als agrartechnische Maßnahme gegen erste größere Verluste von Bodenmaterial durch Erosion und Austrag angesehen werden.

Die Mehrphasigkeit der Formen kann sicherlich mehr als charakteristisch denn als Ausnahme betrachtet werden.

An anderen Stellen des Berges kann eine Alterstellung der Formen zwar nicht sicher angegeben werden, doch wiederkehrende stratigrafische Abfolgen (z.B. PG 11, Gebiet C; RKS 287, Gebiet A & VAT 42, Gebiet E) legen eine ähnliche Altersstellung nahe.

## **5.2 Die stratigrafische Einordnung von Schichtgliedern am Schloßberg**

Aus den in Kapitel 2.2 dargelegten genetischen Schwierigkeiten des oberflächennahen Untergrundes ergab sich die Notwendigkeit, die diagnostische Ansprache und stratigrafische Einordnung mancher Bodenhorizonte bzw. Schichtglieder anhand zusätzlicher Untersuchungsmethoden zu überprüfen. Um die Bodenprofile in Kapitel 5.3 rein deskriptiv vorstellen zu können, soll an dieser Stelle eine Dokumentation der Methoden und ihrer Ergebnisse erfolgen, die zur stratigrafischen Einordnung einzelner Schichtglieder durchgeführt wurden (Tonmineralanalyse, Mikromorphologie, Situmetrie).

### **5.2.1. Tonmineralanalysen**

Neben den mikromorphologischen Untersuchungen (Kapitel 5.2.2) wurde an der Tonfraktion zur Klärung stratigrafischer Fragen sowie zur näheren Charakterisierung der einzelnen Schichtglieder die Röntgendiffraktometrie (RDA) herangezogen. Beprobt wurden die Profile PG 1, PG 4 und PG 8 aus Einzugsgebiet A (vgl. Abb. 17) sowie PG 51 und 57 aus Einzugsgebiet D (vgl. Abb. 67). Vor allem die Karbonatlösungsrückstände (KLR) der Dolomitaschen und der als periglaziale Fließerden angesprochenen Schichtglieder sowie die BvT-Horizonte der Terrae Fuscae waren Untersuchungsgegenstand. Desweiteren wurden zwei mittelalterliche Kolluvien in die Analysen mit einbezogen.

Anhand dieser Tonmineralgarnituren wurden Aussagen zum genetischen Verhältnis dieser Schichten zueinander erhofft. Die Fragen, die sich zu Stratigrafie, Genese und Altersstellung ergaben, sind in Kapitel 2.2 detailliert ausgeführt. Die Art der laboranalytischen Probenaufbereitung, Präparation und Messgänge wird Kapitel 4.3.4 dargestellt.

#### **5.2.1.1 Befunde**

- Dolomitaschen

Dolomitaschen wurden aus PG8 W1 > 83 cm und PG 1 123 - 135 für die Analysen herangezogen (vgl. Abb. 14 a - c).

PG8 W1 zeigt ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum unter Beteiligung von kontrahierbaren 1,4 nm-Mineralen. Ein ähnliches Spektrum besitzt auch die Dolomitasche aus PG 1. Dieses zeigt allerdings deutlich geringere Kaolinit- gegenüber stärkeren Illit-Peaks, zudem fallen die Quarze weit weniger ins Gewicht.

Bei den deutlichen Peaks um 0,288 nm handelt es sich vermutlich um Dolomit-Kristalle, die in Spuren häufig mit Tonmineralen assoziiert vorkommen können (BRONGER 1976; MOORE & REYNOLDS 1989: 234; HEIM 1990; REEDER 1990). Allerdings verschwindet bei der Dolomitasche von PG 1 beim K-Ton der Dolomit-Peak, während er bei PG 8 > 83 cm nach wie vor ausgeprägt vorhanden ist.

Spuren von Chlorit kommen in PG 1, nicht aber in PG 8 vor: auch beim K-Ton sind geringe Peaks bzw. Schultern zu erkennen. Das pedochemische Milieu mit pH-Werten um 7 spricht allerdings eindeutig für primäre Chlorite, da sekundäre Chlorite nur in saurem Milieu gebildet werden (TRIBUTH 1991; JASMUND & LAGALY 1993). Auf Erhitzungspräparate konnte deshalb verzichtet werden.

Der Ausschlag bei 0,313 nm (K-Ton PG 1) bleibt fraglich, wahrscheinlich handelt es sich um Feldspäte (Plagioklas ?). Auch in den mikromorphologischen Untersuchungen konnten Feldspäte beobachtet werden (siehe Kapitel 5.2.2).

- periglaziale Fließerden

Aus PG 4 (40 - 55 cm), PG 51 (140 - 150 cm), PG 57 (> 90 cm) wurden periglaziale Fließerden tonmineralogisch analysiert (Abb. 14 a - c). Bei Probe PG 1 (96 - 123 cm) handelt es sich zwar vermutlich ebenso um eine Fließerde, allerdings zeigt sie deutlich unterschiedliche Eigenschaften und wird daher nicht als typisch bezeichnet.

In PG 4 fehlen Chlorite. Es liegt ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum unter Vorhandensein kontrahierbarer 1,4 nm-Mineralen (Smectit, Vermiculit) vor. Die Ausschläge der Quarz- und Illit-Kurven zeichnen sich jedoch relativ schwach ab, während Kaolinit deutlich und sehr dominant erscheint.

PG 51 und PG 1 zeigen relativ ähnliche Garnituren. So zeigen beide neben Dominanz von Illit und Kaolinit auch Quarz, Smectit und/oder Vermiculit und Spuren von Chlorit. Auch der Dolomit-Peak tritt nicht in Erscheinung, während bei 0,324 nm ein schwacher Peak hinzukommt.

In PG 57 hingegen ist der Dolomit-Peak ausgeprägt. Ansonsten kann von einer Illit / Kaolinit-Garnitur gesprochen werden, wobei die Ausschläge der Kaolinite stark zurücktreten. Quarze sind nicht vorhanden, Chlorite sind nicht ebenfalls zu erkennen, der 1,41 nm Gipfel verschwindet bei Kalium-Belegung.

- BvT-Horizonte

Insgesamt wurden vier BvT-Horizonte von Terrae Fuscae zur Tonmineralanalyse herangezogen (Abb. 14 a - c): PG 1 (70 - 96 cm); PG 4 (32 - 40 cm); PG 51 (100 - 107 & 107 - 120 cm).

PG 1 zeigt ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum. Chlorite fehlen, zum Teil sind kontrahierbare 1,41 nm Minerale zu erkennen. Die Ausschläge, vor allem von Illit und Quarz sind reduziert, der Kaolinit dürfte dominieren.

Auch in PG 4 fehlen Chlorite. Es liegt erneut ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum unter Vorhandensein von Smectit / Vermiculit vor. Die Ausschläge der Quarz- und Illit-Kurven zeichnen sich relativ schwach ab, während Kaolinit ebenfalls dominant erscheint. Bei 1,20 nm sind Wechsellagerungsminerale angedeutet. Die Garnitur ist deutlich vergleichbar mit dem liegenden ICv-Horizont.

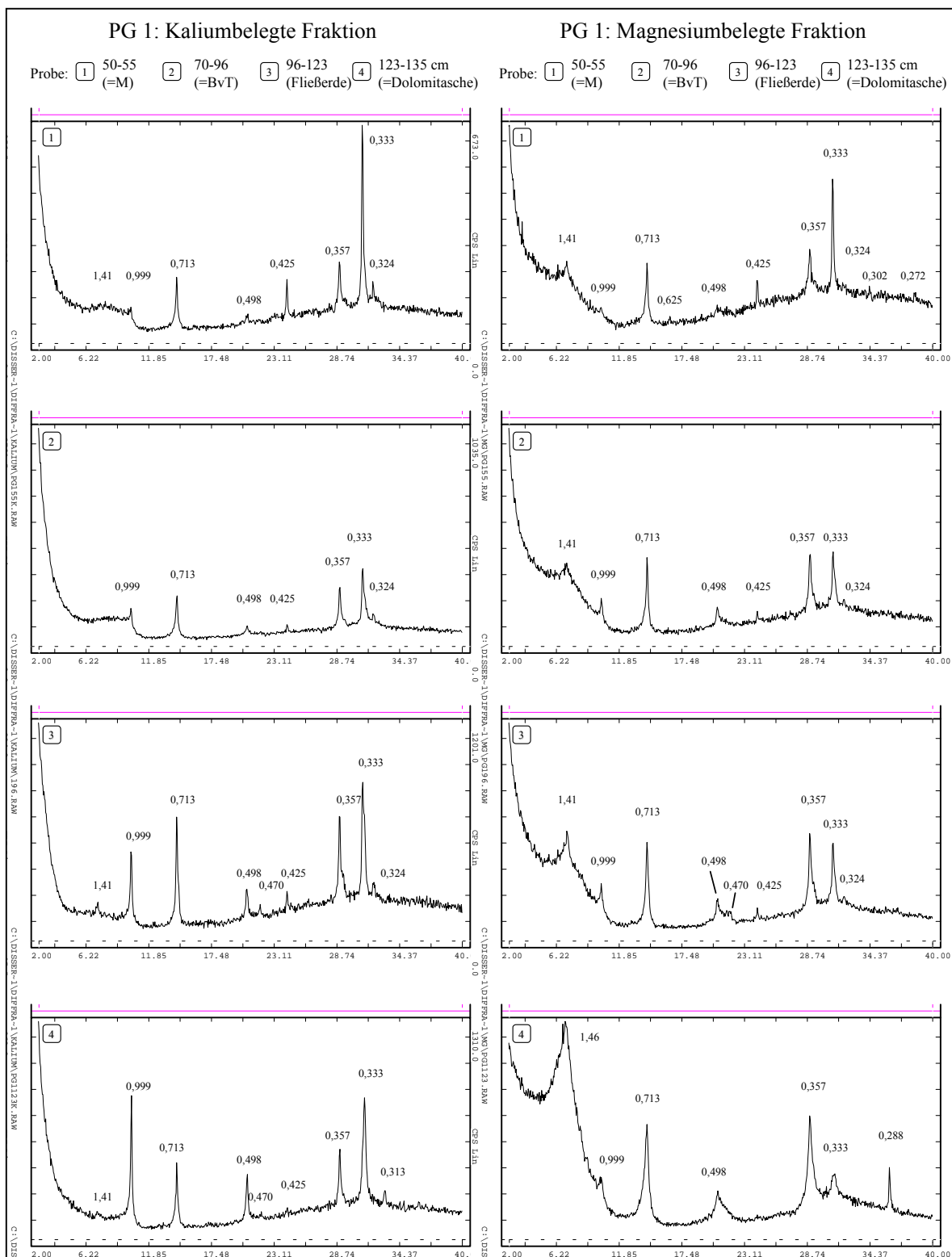
Die zwei Proben des BvT-Horizontes aus PG 51 liegen zwar unmittelbar übereinander und weisen keine makroskopisch sichtbaren Differenzen auf, zeigen aber dennoch unterschiedliche Tonmineralspektren. So zeigt die hangende Probe (100 - 107 cm) keine Chlorite, sondern lediglich ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum unter Vorhandensein von Smectit / Vermiculit. Auf Chlorite hinweisende Peaks fehlen beim K-Ton. Erneut sind Ausschläge bei 0,324 nm zu erkennen (K-Feldspäte?). Die untere Probe bis 120 cm liegt unmittelbar der Fließerde auf. Die Peaks von Illit sind innerhalb der Tonmineralgarnitur deutlich ausgeprägt. Der 1,41 nm-Reflex bleibt im Gegensatz zu den anderen BvT-Horizonten auch bei Kaliumbelegung existent. Die Probe zeigt damit, wie die Fließerde, deutliche Chlorit-Peaks. Somit ist innerhalb des BvT-Horizonts von PG 51 eine unterschiedliche Garnitur (Schichtwechsel ?) zu erkennen, wobei das Spektrum der unteren Probe (107 - 120 cm) stark dem der liegenden Fließerden ähnelt und somit vermutlich von dieser ererbt wurde.

- Kolluvien

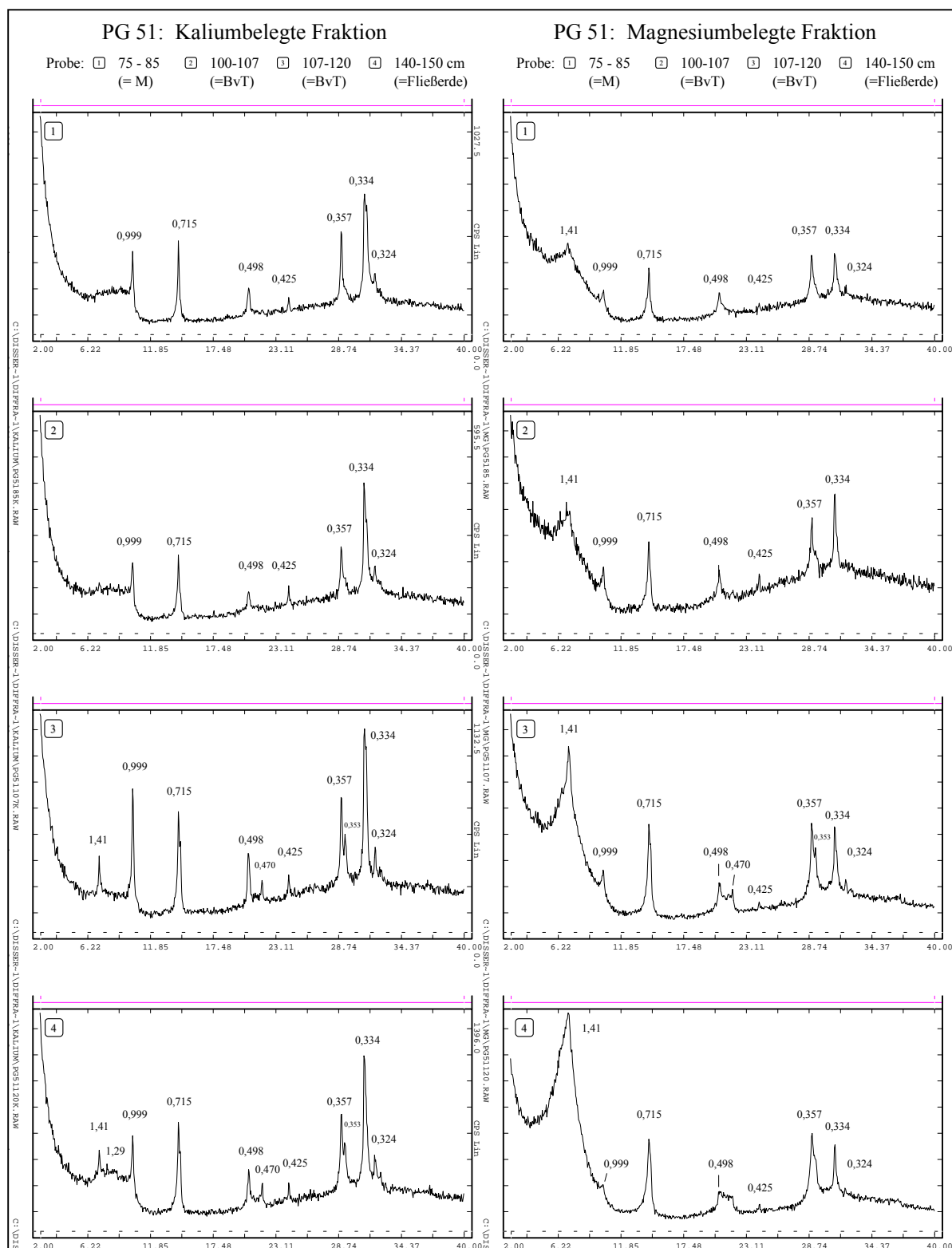
Aus Vergleichsgründen wurden aus PG 1 und PG 51 zwei mittelalterliche Kolluvien zur Analyse herangezogen (vgl. Abb. 14 a – c).

Das Kolluvium aus PG 1 zeigt eine deutliche Intensitätszunahme an Quarz. Für Aussagen zur Quantität ist der 0,333 Peak nicht besonders repräsentativ, während sich der 0,427 nm-Peak für den tatsächlichen Quarzgehalt recht gut eignet (GEBHARDT et al. 1969: 71). Das Kolluvium besitzt wenig 1,41 nm-Minerae, kaum Illit, mäßig Kaolinit und keinen Chlorit. Erneut zeigt sich ein Peak bei 0,324 nm.

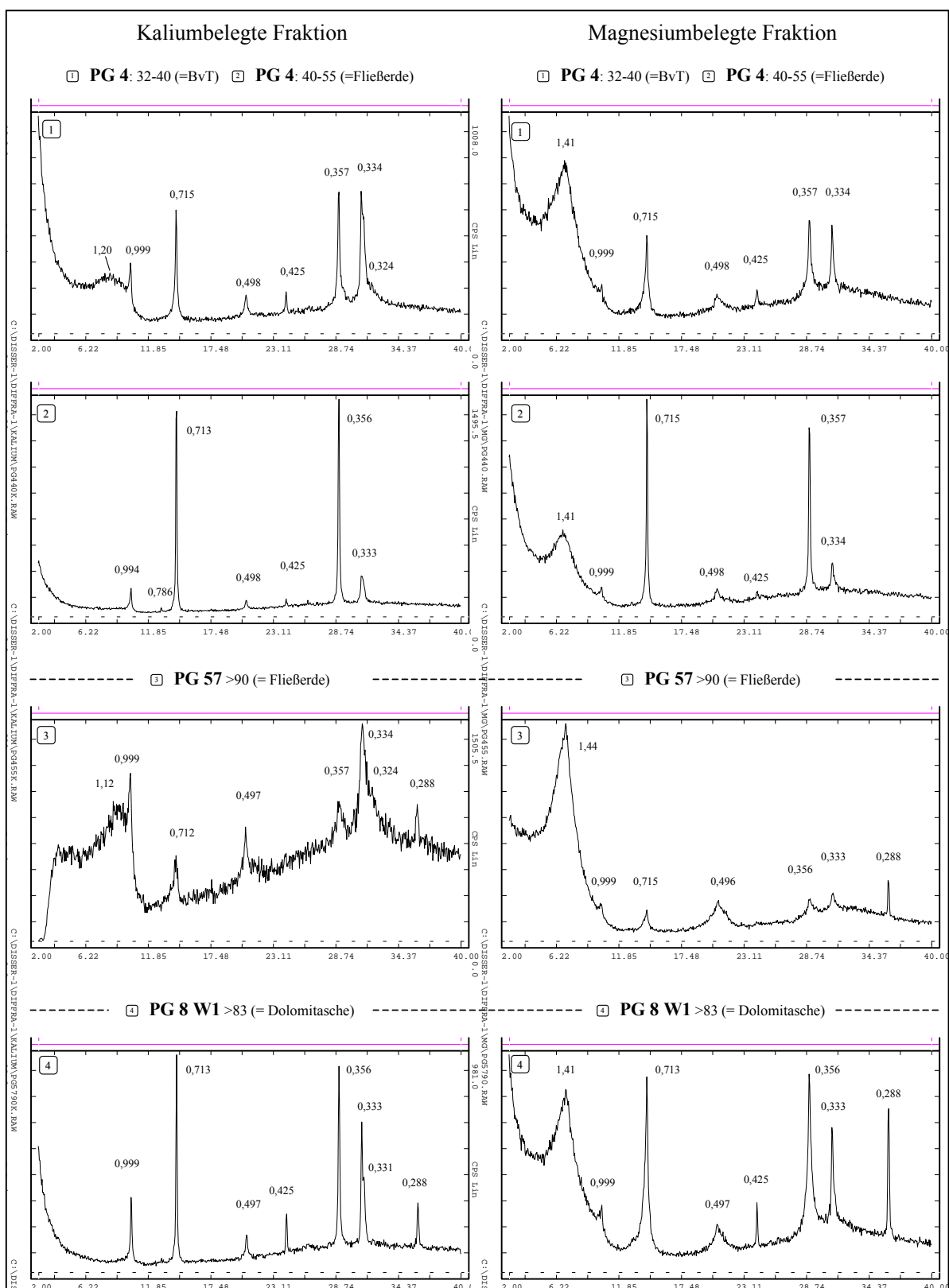
In PG 51 hingegen zeigt sich in den RDA-Spektren des Kolluviums kaum Quarz, keine Chlorite, und ebenfalls ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum sowie die 1,41 nm-Reflexe.



**Abbildung 14a:** Diffraktogramme ausgewählter Schichtglieder des Profils PG 1 ( $< 2 \mu\text{m}$ )



**Abbildung 14b:** Diffraktogramme ausgewählter Schichtglieder des Profils PG 51 (< 2 μm)



**Abbildung 14c:** Diffraktogramme ausgewählter Schichtglieder der Profile PG 4 / PG 57 / PG 8 (< 2 µm)



### 5.2.1.2 Zusammenfassung und Diskussion der Tonmineralogie

- festgestellte Spektren

Die weitaus häufigste Tonmineralgarnitur der analysierten Proben stellt ein Illit / Kaolinit / Quarz-Spektrum unter Vorhandensein von 1,41 nm-Mineralen (Smectit / Vermiculit) dar. Vor allem in den C-Substraten (Fließerden und Dolomitaschen) sind ferner Chlorite (PG 51 & PG 1) vorhanden. Sie zeichnen sich beim K-Ton durch 1,41 nm-Reflexe ab, die auch bei Mg-Belegung erhalten bleiben. Das pedochemische Milieu mit pH-Werten um 7 spricht für lithogene Chlorite, da sekundäre Chlorite nur in saurem Milieu gebildet werden (TRIBUTH 1991; JASMUND & LAGALY 1993). Auf Erhitzungspräparate konnte deshalb verzichtet werden. In den Spektren aller untersuchter Schichtglieder konnten zahlreiche Quarze beobachtet werden. In den Dolomitaschen treten 0,288 nm Peaks auf (PG 1, PG 8). Vermutlich handelt es sich um Dolomit-Kristalle, die in Spuren häufig mit Tonmineralen assoziiert vorkommen können (vgl. BRONGER 1976; MOORE & REYNOLDS 1989: 234; HEIM 1990; REEDER 1990).

Gibbsite, wie sie BRONGER (1976: 144ff) beobachtet hat, konnten nicht nachgewiesen werden.

Glaukonit ist zwar in mehreren Proben mikromorphologisch nachzuweisen, also vorhanden (s. Kapitel 5.2.2 und KOHLER & KÖSTER 1976). In den Diffraktogrammen wird er aber wahrscheinlich durch die Illit-Peaks überlagert und kann deshalb nicht explizit, ohne weiterbehandelte Probengänge als solcher angesprochen werden (vgl. JASMUND & LAGALY 1993: 45; MOORE & REYNOLDS 1989: 209).

Goethit und Hämatit konnte im Spektrum mit den durchgeführten Analyseängen nicht beobachtet werden (vgl. SCHWERTMANN et al. 1982: 217).

- Diskussion

Zahlreich werden anhand Tonmineralgarnituren von Terrae Calcis im Vergleich mit denen des KLR des Ausgangsgesteins Fragen wie Genese, Alter, Allochtonie diskutiert.

- Altersfrage der BvT:

Die tonmineralogische Zusammensetzung liefert für viele Autoren Altershinweise der Terrae Fuscae.

In rezenten Terrae Fuscae sollten Illite in einem Spektrum von Vermiculiten, Wechsellagerungsmineralen und sekundären Chloriten dominieren, während Kaolinit ganz zurücktritt. In „alten“, tertiären Böden hingegen stehen die Kaolinite im Vordergrund (LIPPERT 1973: 115; REHFUESS 1990: 45). BURGER (1983: 75) erachtet kaolinithaltige T.F. als präoligozän und dadurch unterscheidbar von postoligozänen kaolinitfreien. In Kalksenken des Sauerlandes beschreibt ROTH (1994: 9) hingegen Terra Fusca-Relikte, die auch kaolinitfrei sein können, oder aber neben Illit auch Kaolinit enthalten. Meist dominiert jedoch Illit gegenüber Kaolinit. In jüngeren T.F. sind darüberhinaus Chlorite vertreten. Das Fehlen von Chlorit bedeutet für ROTH (1994: 15) ein tertiäres Alter.

- Vererbung:

Häufig werden anhand der RDA-Spektren Rückschlüsse auf eine Allochthonie oder eine Authochthonie bzw. Vererbung aus dem Liegenden gezogen.

Kontrovers werden diesbezüglich vor allem die Quarze diskutiert. So führt zum Beispiel BORGER (1990) das Vorhandensein von Quarzen in den BvT-Horizonten auf Eintrag und Beteiligung von Fremdmaterial zurück. Er findet in den Kalken bzw. Dolomiten keine Quarze und hält dies auch für ausgeschlossen. WERNER (1958) hingegen findet auf der schwäbischen Alb sowohl im KLR, als auch in der Terra Fusca häufig Quarze.

Bei den Untersuchungen von GEBHARDT et al. (1969:83) haben sich ebenfalls Quarze im Tonmineralspektrum abgezeichnet. Eine daraus resultierende Vermutung, dass Löss der Fließerde oder dem BvT beigemischt wurde, könne daraus allerdings nicht abgeleitet werden. Mehrfach wird nämlich darauf hingewiesen, dass Quarze authigene Bildungen sein können und bei der Verwitterung von Carbonaten und Dolomiten primäre Opalkomponenten (amorphes  $\text{SiO}_2$ ) in Quarz umgewandelt werden können (KALK & MEYER 1960; GEBHARDT et al. 1969: 83).

BRONGER et al. (1984) haben an zahlreichen Terrae Calcis in Mitteleuropa nachgewiesen, dass Mineralverwitterung und Tonmineralbildung vor allem der Terrae Fuscae gering ist. Die Tonmineralgarnitur ist ihnen zufolge aus dem KLR des Anstehenden vererbt, da der Primär- und Tonmineralbestand qualitativ wie quantitativ kaum verändert ist. Auch Gibbsite, die vereinzelt in den BvT-Horizonten erkennbar waren, konnten im zugehörigen KLR nachgewiesen werden. Nach diesen Autoren muss also von lithomorphen Böden ausgegangen werden. HEMME (1970: 35) beobachtete in Terrae Fuscae der schwäbischen Alb weit mehr Kaolinit als im zugehörigen KLR. Dieser Befund wird von BIERMAYER & REHFUESS (1985: 406) bestätigt. Sie fanden in Terrae Fuscae der schwäbischen Alb und der Slowakei vor allem Kaolinit dominierend, obwohl der Karbonatlösungsrückstand (KLR) des Muttergesteins hauptsächlich Dreischichtminerale enthält. Sie interpretieren die T.F. deshalb als Reliktboden, der intensiver Verwitterung unterlag.

• Fazit

Am Schloßberg besitzen Dolomitaschen und Fließerden häufig Tonmineralgarnituren, die dem der BvT-Horizonte entsprechen bzw. ähnlich sind. Alle nachgewiesenen Minerale der BvT-Horizonte und Kolluvien konnten bereits in den C-Substraten (Dolomitasche und Fließerden) beobachtet werden. Die meisten Garnituren können deshalb als ererbt angesehen werden. Das gilt auch für die Quarze, die bereits in den Dolomitaschen nachgewiesen wurden und somit allein nicht als zwingender Nachweis für Fremdmaterialien eintrag stehen können. Zahlreich kann auch Kaolinit nachgewiesen werden. Er spricht bei Dominanz für ein hohes Alter, ist aber ebenfalls ausgeprägt in der Dolomitasche, den Fließerden sowie den mittelalterlichen Kolluvien zu beobachten. Eine Alterseinschätzung kann aufgrund von Umlagerungs- und Vermischungsprozessen deshalb nicht in Erwägung gezogen werden.

Zusätzlich wird die Situation dadurch komplexer, dass dieselben Schichtglieder an verschiedenen Standorten des Schloßberges keineswegs einheitliche Garnituren aufweisen: Bereits die Dolomitaschen (PG 1 / PG 8) unterscheiden sich in ihrem Spektrum und ebenso wie die Fließerden und BvT-Horizonte zeigen auch die Kolluvien Unterschiede. Diese sind

vor allem im Auftreten von Chloriten und Quarzen erkennbar, desweiteren in Verschiebungen der Dominanz von Illit bzw. Kaolinit.

Anhand der Tonmineralgarnituren konnte im BvT-Horizont von PG 51 ein Schichtwechsel nachgewiesen werden, der anhand des Geländebefundes und Standard-Laboranalysen nicht zu erbringen war. Das Spektrum des liegenden Abschnittes ähnelt dabei der unterlagernden Fließerde, während der obere Abschnitt den hangenden Kolluvien gleicht.

Die RDA-Spektren können somit zwar zur näheren Charakterisierung der einzelnen Schichtglieder sowie stratigrafischer Gesichtspunkte herangezogen werden. Alleine aus den Tonmineralassoziationen können sonst jedoch kaum zwingende genetische Aussagen abgeleitet werden. Dies soll deshalb in Symbiose mit den mikromorphologischen Untersuchungen geschehen.

### 5.2.2 Mikromorphologische Untersuchungen

Die Mikromorphologie wurde für die in Kapitel 2.2 ausführlich diskutierten offenen Fragen bezüglich Genese, Alter, Stratigrafie und Umlagerung einbezogen, da sie in günstigen Fällen periglazialen Einfluss sowie Umlagerungen nachweisen kann und eine relative Einordnung verschiedener bodenbildender Prozesse erlaubt (STAHR 1997: 3). Hierdurch wurden zusätzliche Erkenntnisse erwartet, da durch die Mikromorphologie in einigen Belangen ein genauerer Eindruck zu erhalten ist als allein durch Geländebefunde und chemische Analysen. Dies trifft zum Beispiel auf das Feststellen sparitischer Carbonate, oder bezüglich der Mineralbestimmung  $> 5\mu\text{m}$  zu. Nicht alles, was im Dünnschliff zu erkennen ist, gibt die Röntgendiffraktometrie oder auch andere Labor-Standardanalysen wieder (STOOPS 1999).

Die folgenden Ausführungen stellen die Ergebnisse dar, die in Zusammenarbeit mit P. KÜHN (Universität Greifswald, schriftl. Mitt. 2002) erarbeitet wurden. Verwiesen sei auch auf SCHMIDGALL & KÜHN (in Vorb.).

#### 5.2.2.1 Beschreibung und Mikromorphogenese PG 1<sup>27</sup>

- Beschreibung

- M (45 cm):

Das Kolluvium zeigt ein Subpolyeder- bis Granularmikrogefüge und ist im Vergleich zum Liegenden sehr skelettreich ( $> 5\mu\text{m}$ ). Es besitzt einen auch mikromorphologisch wahrnehmbaren hohen Grobschluff- und Sandanteil. Erkennbar sind Flintbruchstücke bis 2 mm Durchmesser, die z.T. Toncutane aufweisen; in manchen Flinten kann zu faserigem Chalcedon umgewandelter Opal beobachtet werden. Ferner sind sehr gut gerundete, undulös auslöschende Quarze mit bis zu 700  $\mu\text{m}$  Durchmesser erkennbar.

---

<sup>27</sup> Zur Lage, Profilbeschreibung und Ergebnissen der Standardanalysen von PG 1 siehe Oberhang Einzugsgebiet A (Kapitel 5.3.1.1)

Die Matrix ist sehr hohlraumreich, ihre Eigenfarbe ist dunkelbraun und besitzt eine mosaikfleckige Struktur, in Poren sind Wurzelreste und Holzkohlefragmente erkennbar. Fe-Mn-Konkretionen ( $\sim 20\mu\text{m}$  im Durchmesser) zeigen einen diffusen Übergang zur Matrix (= autochthon). Toncutane sind nur selten und sehr schwach ausgebildet; meist liegt der Ton ausgeflockt vor und zeigt eine schwach ausgebildete, mosaikfleckige Orientierung in der Matrix. Primäres Carbonat mit bis zu  $370\mu\text{m}$  Durchmesser ist ebenso nachzuweisen, wie sparitische Sekundär-Carbonatausfällungen.

- BvT (82 cm):

Das Mikrogefüge des BvT-Horizontes ist subpolyedrisch bis polyedrisch ausgeprägt. Skelettreichtum ( $> 5\mu\text{m}$ ) und frisch erscheinende Flintbruchstücke, z.T. mit Quarzen, Glaukoniten und/oder goethitischen Eisenüberzügen sind zu beobachten. Bei einem dreieckigen Flint ( $h = 5\text{ mm}$ , Basis =  $3\text{ mm}$ ) mit undeutlich ausgebildeten Toncutanen könnte es sich um ein Artefakt handeln. Die Quarze treten in Sand- und Schluffgröße auf, darüberhinaus sind Glaukonite, Mikroklin, Biotit und helle Glimmer zu erkennen.

Wurzelreste in Poren sowie eine braune, mosaikfleckige Eigenfarbe der Matrix sind ebenso zu beobachten wie aggregatförmige Fe-Mn-Konkretionen mit einem diffusen Übergang zur Matrix (= autochthon). Es zeigen sich staubige Toncutane und Toncutanfragmente mit streifiger und mosaikfleckiger Orientierung des Tons innerhalb der Matrix. Primär-Carbonat und mikritische Sekundär-Carbonatausfällungen sind nicht dokumentierbar.

- BvT (89 cm) (Foto s. Anhang A 23):

Dieser Bereich des BvT-Horizontes zeigt ebenfalls ein Subpolyeder- bis Polyeder-Mikrogefüge und Skelettreichtum ( $> 5\mu\text{m}$ ). Abgerundete und frisch erscheinende kantige Flintbruchstücke, aber auch stark mit Fe-Hydroxiden, Opal und Chalcedon durchsetzte abgerundete Flinte sind neben Quarzen, Glaukoniten und zahlreich gebleichten Biotiten sichtbar.

Erneut sind Wurzelreste in Poren, eine braune mosaikfleckige Eigenfarbe der Matrix sowie aggregatförmige Fe-Mn-Konkretionen mit diffusen und scharfem Übergang zur Matrix erkennbar. Toncutanfragmente, z.T. in rotbrauner Farbe, eine streifige und mosaikfleckige Orientierung des Tons in der Matrix und teilweise um Körner orientierte Tonsäume sind neben vereinzelt Stresscutanen nachzuweisen. Das Primär-Carbonat ist heterogen in der Matrix verteilt, sparitische und mikritische Sekundär-Carbonatausfällungen sind, z.T. als Konkretionen häufig von orientierten Tonsäumen umgeben. Die mikritische Carbonatverteilung innerhalb der Aggregate ist uneinheitlich.

- Übergang BvT/ICv (98 cm):

Der Übergang ist von einem Subpolyeder bis Polyeder-Mikrogefüge geprägt und skelettreich ( $> 5\mu\text{m}$ ). Nur wenige frisch erscheinende sowie abgerundete Flintbruchstücke (bis zu  $1\text{ cm}$  Kantenlänge) sind, z.T. mit Quarzen und Glaukoniten sichtbar. Ferner können gerundete Quarze ( $2\text{--}3\text{ mm}$  Durchmesser), Glaukonite, zahlreiche gebleichte und frische Biotite, Kalifeldspat und helle Glimmer dokumentiert werden.

Aggregatförmige Fe-Mn-Konkretionen sind mit diffusem und scharfem Übergang zur rötlichbraunen, mosaikfleckigen Matrix ausgebildet. Reine, rötlichbraune Toncutane und im Vergleich zum Liegenden häufiger vorkommende Toncutanbruchstücke sind sichtbar. In den Aggregaten ist sparitisches Carbonat enthalten. Primär-Carbonat, Molluskenschalen-bruchstücke (Aragonit), mikritische Konkretionen ( $> 750 \mu\text{m}$  Durchmesser und größer) und carbonatische Wurzelzellenpseudomorphosen lassen sich erkennen. Die Porenwände sind mit mikritischem Carbonat überzogen.

- ICv (109 cm):

Das Gefüge ist subpolyedrisch. Zahlreiche Flinte, sowohl mit frischer Erscheinung wie auch mit Fe-Oxid-Überzügen sind sichtbar. Zahlreich sind Biotite, Muskovite und gut gerundete Quarze (bis 3 mm Durchmesser) neben wenigen hellen Glimmern vertreten.

Wurzelreste sind in Porenräumen vorhanden, innerhalb der hellgrau punktiert-gefleckte und rötlichgelbbraun gefleckte Matrix sind aggregatförmige Fe-Mn-Konkretionen mit diffusem Übergang zur Matrix auszumachen. Reine und staubige Toncutane sind auf mikritischen Überzügen von Porenrändern existent. Primär-Carbonat ist z.T. mit eingeschlossenen Quarzkörnern der Grobschluff-Fraktion, Sekundär-Carbonat als mikritische Konkretionen und Überzüge ausgeprägt. Mikritische Konkretionen mit zentralem Hohlraum könnten durch Wurzelabscheidungen entstanden sein.

- Mikromorphogenese der beprobten Abschnitte von PG1:

Zunächst erfolgte die Umlagerung von kalkfreiem Boden (Inneres von Aggregaten teilweise carbonatfrei, Toncutanbruchstücke) und primär carbonathaltigem Material. In diesem entwickelt sich nachfolgend der BvT, der in den oberen etwa 15 cm entkalkte. Dies wird durch den Unterschied der Proben 82 cm und 89 cm und deutlichen Sekundärcarbonatausfällung im ICv belegt. Toncutane im BvT-Horizont sowie auf Sekundärcarbonatausfällungen des ICv-Horizont beweisen, dass mit oder nach der Entkalkung eine Tonverlagerung stattfand.

Der BvT- Horizont wurde nach der kolluvialen Überdeckung sekundär aus dem Hangenden aufgekalkt (Sekundärcarbonatausfällung im BvT). Aus dem Hangenden kam es zu schwacher Tonverlagerung, was durch schwach ausgebildete, rötlich-braune Toncutane auf sekundären Carbonatausscheidungen belegt werden kann

Seit der Ausbildung dieser rötlichbraunen Toncutane ist der Standort PG 1 in der Tiefe von ICv und BvT geomorphodynamisch stabil. Gestützt wird dies durch carbonatische Wurzelzellenpseudomorphosen im unteren Abschnitt des BvT. Der BvT-Horizont entwickelte sich in einem Bodensediment. Der überwiegende pedogenetische Prozess im M-Horizont ist Entkalkung. Eindeutig periglaziale mikromorphologische Phänomene konnten nicht festgestellt werden.

### 5.2.2.2 Beschreibung und Mikromorphogenese PG 4<sup>28</sup>

- Beschreibung

- BvT (29 cm):

Zu sehen ist ein polyedrisches bis subpolyedrisches Mikrogefüge. Der BvT-Horizont ist skelettreich ( $> 5 \mu\text{m}$ ), Gesteinsbruchstücke (Plutonite) bzw. Quarze bis zu 5 mm Durchmesser sind mit Glimmern vergesellschaftet, Flintbruchstücke mit Quarzen, Glimmern und Glaukoniten, gerundete sowie kantige Quarze und Flinte sind erkennbar. Ferner ist Olivin, Feldspat und Glaukonit zu sehen.

In den Poren sind Wurzelreste (z.T. Maiswurzeln) und teilweise verkohlte Pflanzenreste zu finden. Die Eigenfarbe der Matrix reicht von gelbbraun bis dunkelbraun. Vereinzelt kommen Fe-Mn-Konkretionen mit scharfem Rand zur umgebenden Matrix (= allochthon), aber auch mit diffusem Übergang (= autochthon) vor. Ton liegt meist ausgeflockt, in orientierten Streifen in der Matrix oder orientiert um Körner vor. Sporadisch sind Stresscutane sowie sparitisches Carbonat zu belegen. Insgesamt kann der Horizont als bioturbat stark beeinflusst gelten.

- BvT (39 cm):

Der skelettreiche ( $> 5 \mu\text{m}$ ) Horizont weist ein polyedrisches bis prismatisches Mikrogefüge auf und ist durch Flinte (bis zu 1,5 cm Kantenlänge), helle Glimmer, gebleichte Biotite und Glaukonite gekennzeichnet. In den Flinten treten Opalausfällungen auf, die teilweise in faserigen Chalcedon umgewandelt sind.

Wurzelreste kommen in Poren, schwarze Pflanzenreste in der rötlichgelbbraunen Matrix vor. Zahlreiche Fe-Mn-Konkretionen (ca.  $20 \mu\text{m}$  im Durchmesser) mit diffusem Übergang zur Matrix (= autochthon) sind zu beobachten. Toncutane können in Flintbruchstücken, Toncutanfragmente in Aggregaten nachgewiesen werden. Sparitisches Carbonat bzw. Dolomit ist vorhanden. Die bioturbate Überprägung ist deutlich geringer als bei 29 cm Tiefe.

- Mikromorphogenese des beprobten Abschnittes von PG 4:

Die Bioturbation verursachte eine deutliche Durchmischung des Bodens, nimmt aber innerhalb von 10 cm nach unten ab; helle Glimmer, Biotite, Mikroklin und K-Feldspäte deuten auf Eintrag von frischem Sediment hin, so dass dieser BvT-Horizont nicht allein aus Lösungsrückständen des anstehenden Dolomits entstanden ist, da v.a. Biotite zunächst der Verwitterung unterliegen. Bei intensiver Verwitterung wäre auch anzunehmen, dass Glaukonite kaum vorkommen (KÖHLER & KÖSTER 1976). Deren Vorkommen weist neben den Carbonatbruchstücken auf eine Sedimentauffrischung aus dem Anstehenden hin. Dies kann durch periglaziale, aber auch kolluviale Prozesse ermöglicht worden sein.

Quarze allein erwiesen sich zumindest als mikromorphologisches Kriterium für Fremdeintrag ungeeignet, da Quarze auch authigene Bildungen sein können (WERNER 1958) bzw. primäre Opalkomponenten im Laufe der Verwitterung in Quarz umgewandelt

<sup>28</sup> Zur Lage, Profilbeschreibung und Ergebnissen der Standardanalysen von PG 4 siehe Oberhang Einzugsgebiet C (Kapitel 5.3.1.1)

werden können (KALK & MEYER 1960). Zwar lässt sich bei einigen Quarzen anhand ungewöhnlicher Formen und offensichtlichen Korrosionserscheinungen auf eine hohe, wahrscheinlich tertiäre Verwitterungsintensität schließen, jedoch konnte die von BORGER (1990) beschriebene Kornsprengung nicht festgestellt werden. Da diese nur in einer in-situ-Situation erhalten bleibt, ist dies ein weiterer Hinweis auf Umlagerung.

Die Flinte zeigen uneinheitliche Verwitterungsmerkmale: während einige einen frischen Eindruck vermitteln, zeigen andere eindeutige Hinweise auf hochmobile Kieselsäure (Opalausscheidungen) nach der Flintbildung. Daneben sind in manchen Flinten mit frischem Eindruck Quarze, Glimmer, Opale und Glaukonite eingeschlossen. Dies scheint auch ein Hinweis auf Umlagerung zu sein und ebenfalls ein Gegenargument zur gleichmäßigen intensiv-tropoiden Verwitterung.

Die Merkmale des orientierten Tons (Streifen und Stresscutane) sind auf physikalische Beanspruchung des Bodens wie Quellung und Schrumpfung zurückzuführen, Toncutanfragmente hingegen auf Bioturbation oder abiotische Umlagerungsprozesse. Tonverlagerung spielt kaum eine Rolle, der Boden kann als mäßig hydromorph bezeichnet werden.

Insgesamt ist hier eine Sedimentauffrischung festzustellen. Der BvT ist kein reiner Verwitterungsrest des Anstehenden.

### 5.2.2.3 Beschreibung und Mikromorphogenese PG 51<sup>29</sup>:

- Beschreibung

- M (59 cm):

Das Kolluvium zeigt ein Subpolyeder- bis Granulargefüge, vereinzelt treten Aggregate mit Eigenschaften des liegenden BvT-Horizontes auf. Im Vergleich zum Liegenden ist es sehr skelettreich ( $> 5\mu\text{m}$ ) und weist einen hohen Grobschluff- und Sandanteil auf. Flintbruchstücke (bis zu 3 mm Durchmesser) mit eingeschlossenen Quarzen und Glaukoniten sowie sehr gut gerundete, undulös auslöschende Quarze (mS, gS) können neben Glaukoniten, Augiten, Biotiten und hellen Glimmern gefunden werden.

In den Poren sind Wurzelreste und Holzkohlefragmente erkennbar, die Eigenfarbe der Matrix ist dunkelbraun-mosaikfleckig bis rötlichgelbbraun. Geodische Fe-Mn-Konkretionen zeigen einen diffusen bis scharfen Übergang zur Matrix. Toncutane sind nur wenige, sehr schwach staubig ausgebildete vorhanden. Der Ton ist ansonsten ausgeflockt oder zeigt streifenförmige bis schwach ausgebildete mosaikfleckige Orientierung in der Matrix. Selten ist sparitisches Carbonat (bis zu 300  $\mu\text{m}$  Durchmesser) zu sehen.

- M/BvT (68-78 cm):

In dieser Übergangsprobe sind kaum neue Merkmale, außer den in Probe 59 cm und 84 cm beschriebenen, festzustellen.

Im M-Horizont kommt als Merkmal noch Granat und gut gerundete Flinte (bis zu 7 mm Durchmesser) mit eingeschlossenen Quarzen und Glaukoniten hinzu.

---

<sup>29</sup> Zur Lage, Profilbeschreibung und Ergebnissen der Standardanalysen von PG 51 siehe Oberhang Einzugsgebiet D (Kapitel 5.3.4.1).

- BvT (84 cm):

Es ist ein Subpolyeder- bis Polyeder-Gefüge, bis hin zu einem Prismen-Gefüge ausgebildet. Der Horizont ist wesentlich weniger skelettreich ( $> 5 \mu\text{m}$ ) als im Hangenden. Die Flintbruchstücke erscheinen frisch (ca.  $600 \mu\text{m}$  im Durchmesser). Neben sehr gut gerundeten Quarzen (bis zu  $1 \text{ mm}$  im Durchmesser) kommen desweiteren Glaukonite, Mikroklin, weitere Kali-Feldspäte, frische Biotite, helle Glimmer, Olivine vor.

Wurzelreste sind in den Poren zu finden, die Eigenfarbe der Matrix ist braun bis gelbbraun mosaikfleckig. Aggregatförmige Konkretionen mit diffusem und Fe-Mn-Konkretionen mit diffusem und scharfem Übergang zur Matrix sind ebenso zu finden, wie auch diffuse Fe-Mn-Umverteilung in der Matrix. Es sind staubige Toncutane, Fragmente reiner Toncutane sowie vereinzelt Stresscutane zu beobachten. Ferner ist streifige und mosaikfleckige Orientierung des Tons in der Matrix sichtbar sowie orientierte Tonsäume um Minerale.

- BvT (92 cm) (Foto s. Anhang A 24):

Die Probe zeigt ein Subpolyeder- bis Polyeder-Gefüge und ist skelettreich ( $> 5 \mu\text{m}$ ). Nur wenige Flinte ( $100 - 200 \mu\text{m}$ ) können beobachtet werden. Es kommen darüberhinaus sehr gut gerundete Quarze bis zu  $700 \mu\text{m}$  Durchmesser, Glaukonite, zahlreiche gebleichte und frische Biotite, helle Glimmer, Mikroklin, weitere Kalifeldspäte, Plagioklas, Amphibole und Olivin vor.

Die Matrix, Orientierung des Tons sowie Ausprägung der Toncutane ist vergleichbar zur Probe bei  $84 \text{ cm}$  Tiefe. Zusätzlich kann jedoch sparitisches Carbonat gefunden werden.

- Mikromorphogenese der beprobten Abschnitte von PG 51 (besonders BvT):

Der Anteil an Flinten ist deutlich geringer als in den anderen beiden untersuchten Profilen. Wesentlich höher ist der Anteil an Biotiten (frisch und angewittert), hellen Glimmern sowie Amphibolen und Olivin, die in den anderen Profilen nicht vorkommen. Der Carbonatanteil ist verschwindend gering.

Es ist davon auszugehen, dass PG 51 aus weitestgehend entkalktem Bodensediment besteht (Toncutanbruchstücke in den unteren Proben). Aufgrund des vielfältigen Mineralbestandes ist auch hier eine deutliche Auffrischung des Sedimentes durch Umlagerungsprozesse zu vermuten; ein gewisser äolischer Anteil wurde eingemischt.

Typisch ist auch hier wie in den anderen Profilen eine deutliche Vergrößerung des Substrates durch den Kolluviationsprozess.

Tonverlagerungsmerkmale sind gering; autochthone Hydromorphiemerkmale sind am deutlichsten im Rahmen der drei untersuchten Profile ausgeprägt.

#### 5.2.2.4 Zusammenfassung der Mikromorphologie

Anhand der Dünnschliffe hat sich gezeigt, dass die BvT-Horizonte am Schloßberg auf keinen Fall reine Verwitterungsreste des Anstehenden sind. Vielmehr sind deutliche Auffrischungen des Sediments durch (kolluviale) Umlagerungsprozesse zu vermuten. Es



konnte gezeigt werden, dass sie sich aus einem verlagerten Bodensediment, wahrscheinlich einem Kolluvium (weiter-) entwickelten.

Eindeutig periglaziale Phänomene sind nicht festzustellen, ebenso wenig wie eine gleichmäßig intensive (tertiär-tropoide) Verwitterung. Es muss also möglicherweise von einem rein holozänen Prozess ausgegangen werden. Dieser könnte die stratigrafische Lage der BvT-Horizonte über periglazialen Fließerden erklären.

Schwache bis sehr schwache Toninfiltration sowie schwache Hydromorphierungsmerkmale konnten ebenso wie hohe Bioturbationsaktivität beobachtet werden. Seit der Ausbildung der rötlich-braunen Toncutane ist der Standort (z. B. PG 1) in der Tiefe von ICv und BvT jedoch geomorphodynamisch stabil.

Es soll hier noch eine Anmerkung zur Nomenklatur gemacht werden:

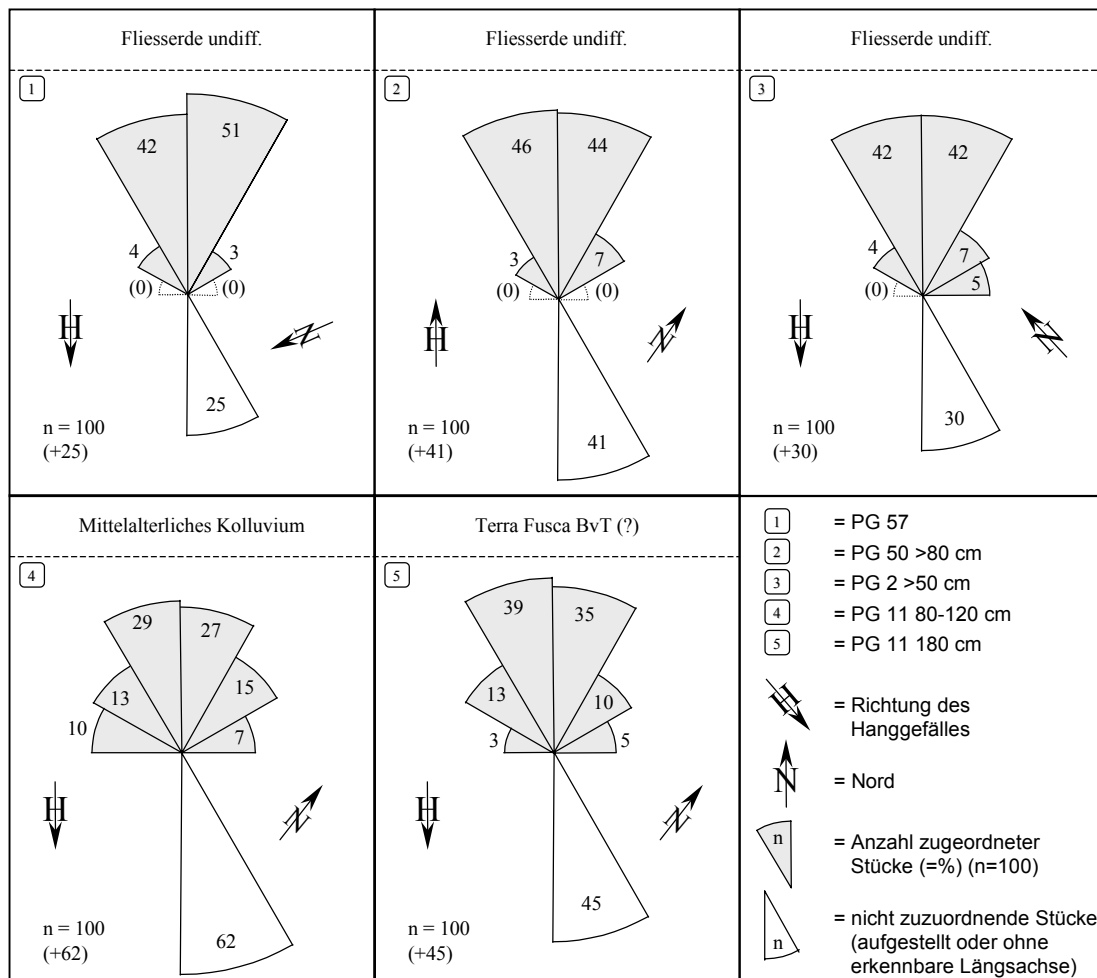
Nimmt man die Mikromorphologie-Merkmale der Terra Fusca nach KUBIENA (1948: 90f, 1970: 32f, 1986) heran, so handelt es sich insbesondere wegen der mikromorphologisch vereinzelt nachgewiesenen Primärcarbonate am Schloßberg Kallmünz nicht um Terra Fusca. Nach den Kriterien der AG BODEN (1996) kann dennoch von Terra Fusca gesprochen werden.

Es stellt sich die Frage, wodurch sich für die Terrae Calcis eine eigene Bodenklasse in der Systematik rechtfertigt, betrachtet man die zahlreichen genetischen Problemstellungen, die bis heute ungeklärt sind. In Zukunft wird demnach ein Vorschlag von BURGER (2000) zu prüfen sein, der ebenfalls die Existenz einer eigenen Klasse der Terrae Calcis als neu zu überdenken ansieht und sie gegebenenfalls den Pelosolen zuordnen will (vgl. KALLINICH 1999).

### 5.2.3 Einregelungsmessungen (Sitogramme)

Um Schichtglieder, die in großer Mächtigkeit häufig über dem Dolomit bzw. der Dolomitasche, stets aber unterhalb der rötlichen BvT-Horizonte liegen, in eine Stratigrafie einordnen zu können, wurden Einregelungsmessungen durchgeführt. Es wurde vermutet, dass es sich dabei um periglaziale Fließerden handelt.

Vor allem Sitogramme sind aufs Beste geeignet, Kolluvien, Lodgement till (= Grundmoränenmaterial) und Fließerden zu differenzieren (VÖLKEL & RAAB 1999). So zeigen Kolluvien nur geringe, Fließerden hingegen sehr starke hangwärtige Einregelung während Lodgement till Skeletteinregelung in Fließrichtung des Eises zeigt, also häufig nicht in Richtung der Falllinie des Hanges (z.B. am Talrand).



**Abbildung 15:** Sitogramme von Fließerden im Vergleich zu anderen Schichtgliedern<sup>30</sup>

In den untersuchten Profilgruben kann dies für die Fließerden und Kolluvien bestätigt werden (Abb. 15). Die Fließerden zeigen mit Werten > 90 % sehr hohe Einregelung in die Klassen links I und rechts I. Bei einem mittelalterlichen Kolluvium, welches zum Vergleich beprobt wurde, zeichnet sich dagegen nur ein geringer Einregelungsgrad ab (< 60 %). Ein holzkohlehaltiger BvT-Horizont, der als einziger im gesamten Untersuchungsgebiet im oberen Teil stark skeletthaltig war, nimmt eine Mittelstellung ein. Die hohen Einregelungsgrade können somit als differenzierendes Kriterium herangezogen werden. In Verbindung mit anderen standardanalytischen Kennwerten werden die Schichtglieder, die häufig über dem Dolomit bzw. der Dolomitasche, stets aber unterhalb der rötlichen BvT-Horizonte liegen, vom Verfasser als periglaziale Fließerden angesprochen (s. Kapitel 5.2.4.2).

<sup>30</sup> Für die Lage von PG 2 siehe Einzugsgebiet A (Abb. 17), PG 11 Einzugsgebiet C (Abb. 56) und PG 50 sowie PG 57 siehe Einzugsgebiet D (Abb. 67).

## 5.2.4 Zusammenfassende stratigrafische Einordnung von Schichtgliedern des Untersuchungsgebietes

In Kapitel 5.3 werden die einzelnen Bodenprofile, aufgeteilt nach Einzugsgebieten sowie ihre Lage im Relief detailliert vorgestellt. Das Kapitel soll die Böden und Sedimente deskriptiv vorstellen und nicht mit ausführlichen Diskussionen und Interpretationen überfrachtet sein. Deshalb wird nachfolgend eine Diskussion und Interpretation, insbesondere der zunächst nicht eindeutig einzuordnenden und diskussionswürdigen Bodenhorizonte und Sedimente vorweggenommen. Die Inhalte dieses Kapitels können damit auch als zusätzliche Erläuterungen zu den in Kapitel 5.3.6 vorgelegten Bodenkarten verstanden werden.

### 5.2.4.1 Schematisierte stratigrafische Gliederung

Eine stratigrafische und genetische Einordnung bestimmter Schichtglieder auf dem Schloßberg-Plateau gestaltete sich zunächst außerordentlich diffizil.

Die Diskussion um Genese, Alter, Stratigrafie und Klassifikation der Terrae Calcis, den Böden auf Karbonatgesteinen, gestaltet sich überaus facettenreich bzw. ist aufs neue entbrannt und konnte keine befriedigende Klärung bringen (s. Kapitel 2.2, zusammengefasst in der Tabelle Anhang A 4).

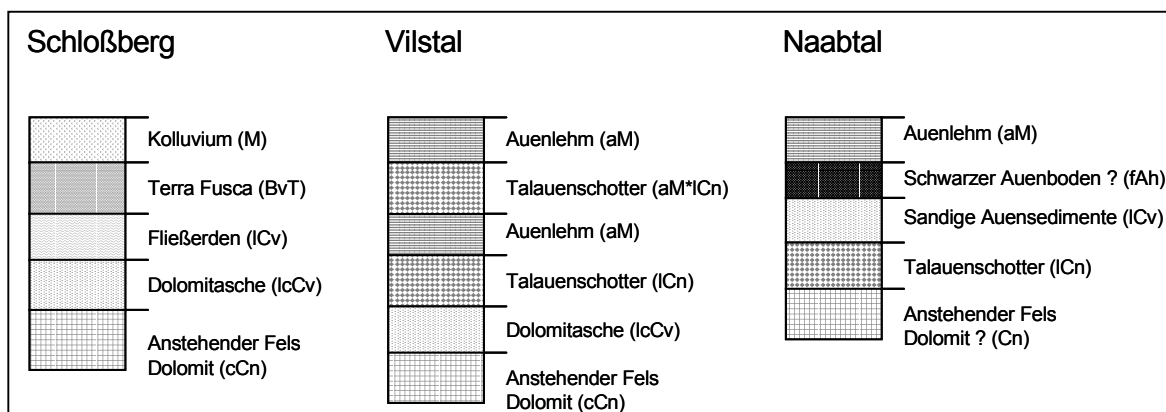
Das Auftreten von teilweise mehreren Meter mächtigen skelett- und carbonathaltigen Schichtgliedern über den anstehenden Dolomiten und Dolomitaschen, aber liegend zu BvT-Horizonten von Terrae Fuscae sollte primär geklärt werden (s. Kapitel 2.2).

In den BvT-Horizonten verschiedener Bodenprofile wurden mehrerer Stücke neolithisch bis bronzezeitlich datierter Holzkohle<sup>31</sup> aufgefunden, was in der Literatur bisher nicht beschrieben wird. Dies deutete darauf hin, dass die möglicherweise sehr alte Bodenentwicklung der Terra Fusca durch „junge“ anthropogene Beeinflussung überprägt wurde. Zur Klärung dieses Phänomens wurde sie deshalb in genetische Untersuchungen miteinbezogen (s. Kapitel 5.2.3.4), obwohl bei bodengenetischen Arbeiten anthropogen beeinflusste Böden, wie sie am Schloßberg vorliegen, keine Berücksichtigung finden sollten (WERNER 1958: 29; BLUM 1968: 19; THÖLE & MEYER 1979: 10).

Die folgende, schematisierte Stratigrafie der Böden auf dem Schloßberg Kallmünz und den angrenzenden Tälern der Naab und Vils (Abb. 16) stützt sich neben Literatúrauswertung vorwiegend auf eigene Untersuchungen (Geländebefunde, Standard-Laboranalysen, Tonmineralanalyse, Mikromorphologie, Situmetrie).

---

<sup>31</sup> mehrere von ihnen wurden <sup>14</sup>C-datiert (s. Kapitel 5.2.3.4)



**Abbildung 16:** schematisierte, typische stratigraphische Gliederung der Böden am Schloßberg Kallmünz, Vils- und Naabtal (nicht maßstabsgerecht; einzelne Schichtglieder können fehlen; weiterführende Erläuterungen in Kapitel 5.2.4.1.1 bis 5.2.4.1.7)

#### 5.2.4.1.1 Dolomit und Dolomitasche

Die am Schloßberg vorkommenden geologischen Ausgangssubstrate werden ausführlich im Kapitel Geologie (s. Kapitel 3.2) vorgestellt. Aufgrund der typischen Eigenschaften der Dolomitasche (lCv) (meist reiner Sand mit Feinsandmaximum; gelbliche bis weisse Farbe, Carbonatgehalte > 90%) ist diese stets eindeutig und einfach zuzuordnen.

#### 5.2.4.1.2 Fließerden (periglaziale Deckschichten)

Am Schloßberg finden sich über anstehenden Dolomiten und Dolomitaschen an flacheren Hangabschnitten periglaziale Fließerden (lCv-Horizonte). Vor allem aufgrund ihrer überraschenden Mächtigkeit von stellenweise > 2,5 m erschien eine Einordnung zunächst ungewiß. Gehalte an organischer Substanz, Kalkgehalt, Fraktur, Körnung und vor allem Situmetrie machen eine Zuordnung aber eindeutig möglich.

Die Fließerden am Schloßberg besitzen typischerweise mittlere bis hohe, sehr gut eingeregelter Skelettgehalte. Einregelungsmessungen haben gezeigt, dass über 90 % des Skeletts in die Klassen links I und rechts I eingeregelt sind (s. Abb. 15, Kapitel 5.2.3). Dies kann im Vergleich zu BvT-Horizonten und Kolluvien als differenzierendes Merkmal herangezogen werden.

Darüberhinaus sind die Fließerden von lehmiger Bodenart und besitzen im Vergleich zum Ausgangsgestein deshalb erniedrigte Carbonatgehalte, in der Regel um 40 - 60%. Zur Differenzierung von den Dolomitaschen (lCv) werden sie, trotz ihres hohen Karbonatgehalts in den Profilbeschreibungen als lCv-Horizonte bezeichnet. Die Gehalte an organischer Substanz liegen stets deutlich unter 1 %.

In Modelle, wie sie von anderen Mittelgebirgen bekannt sind (Basis-, Mittel-, Hauptlage, vgl. Kapitel 2.3), können sie jedoch nicht eingeordnet werden. Auch eine Einordnung von

ROTH (1994), der die BvT-Horizonte der Terrae Fuscae stets als Basislage anspricht, kann deshalb nicht bestätigt werden.

Die Bedeutung der Fließerden für Wasserversorgung und Wasserbewegungen (Interflow) sowie für die Verbreitung des Bodenbildes durch ihre Funktion als neues Ausgangssubstrat der Bodenbildung wurde bereits an anderer Stelle beschrieben (s. Kapitel 2.2).

#### 5.2.4.1.3 Terrae Fuscae

- Diagnostische Ansprache, Eigenschaften

Rotbraun gefärbte, tonig-lehmige Horizonte, die auf der Hochfläche des Schloßberg immer wieder gefunden wurden, werden vom Verfasser als dekapitierte Reste des Bodentyps Terra Fusca angesprochen. Dies geschieht anhand der diagnostischen Merkmale nach AG BODEN (1996: 197ff), REHFUESS (1990: 44ff), SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 427ff), BURGER (2000: 28)<sup>32</sup>.

Dazu gehören:

- typisches Ausgangsgestein<sup>33</sup>: Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite (< 5% KLR); mergelige Kalke (5-15 % KLR), Mergelkalke (15-25 % KLR) und Kalkmergel (25 - 35 % KLR)
- Tongehalte des Anreicherungshorizontes „T“ von > 65% (Terra Fusca-Horizonte mit Tongehalten < 65 % werden nach AG BODEN (1996: 197) als „Bv-T“ bezeichnet. REHFUESS (1990: 23) allerdings benennt die Horizonte schon ab Tongehalten > 45 % mit „T“)
- leuchtend gelbbraun bis rotbraune Farbe von 7,5 YR 4/6 bis 5 YR 4/6 nach MUNSELL (1978)
- (dichtes) Polyedergefüge
- hohe Plastizität
- fehlende Primärkarbonate

Lediglich die Tongehalte liegen am Schloßberg mit etwa 40 % bis zu 65 % etwas tiefer als von der AG BODEN (1996: 197) gefordert. Allerdings erlauben Tongehalte von > 60 % aber wiederum auch keine Einstufung als Bt-Horizonte von ehemals vollständigen Parabraunerden, wie sie an viele anderen Stellen, insbesondere der bronzezeitlichen Höhensiedlung des Frauenbergs bei Weltenburg (lößüberdeckte Malmkalke der südlichen Fränkischen Alb) als Reste der nativen holozänen Böden vorkommen. Da in dieser Untersuchung zum Großteil den Richtlinien der AG BODEN (1996) gefolgt wird, müsste bei Tongehalten von < 65 % genauer vom Bodentyp Braunerde-Terra Fusca gesprochen werden. Dennoch wird in dieser Arbeit, REHFUESS (1990: 45) folgend, der Einfachheit halber von Terra Fusca (T.F.) gesprochen. Die Bezeichnung der Horizonte als „BvT-Horizonte“ wird nach AG BODEN (1996: 197) beibehalten.

---

<sup>32</sup> Nimmt man allerdings die mikromorphologischen Merkmale nach Kubiena (1948, 1970, 1986) als Vergleich, so ist ein Ansprache als Terra Fusca fraglich (siehe Kapitel 5.2.3).

<sup>33</sup> Die Bezeichnung „Ausgangsgestein“ wurde von REHFUESS (1990: 45) übernommen und geht von der traditionellen Auffassung aus, dass die Terra Fusca direkt aus diesem entstanden ist. Häufig bilden allerdings periglaziale Schuttdecken, Solifluktslehme und ähnliche vorverwitterte und gelockerte Materialien das Ausgangssubstrat; siehe Kapitel 2.2 & 5.2.3.2.

#### 5.2.4.1.4 Eigenheiten und Genese der BvT-Horizonte am Schloßberg von Kallmünz

##### • (Neolithische) Holzkohlen im BvT

In nahezu allen BvT-Horizonten des Schloßbergs tauchte eine bislang in der Literatur noch nicht beschriebene Eigenheit auf: In ihnen wurden zahlreiche Holzkohlen gefunden. Diese sind unregelmäßig verteilt, bilden also keine erkennbaren Nester oder Verfüllungen von Wurzel- oder Regenwurmröhren, oder auch vertikalen oder horizontalen Rissen bzw. Klüften (z.B. durch Schrumpfung oder Frostrisse; vgl. STRUNK 1990: 94).

Sie wurden zunächst als präholozän und somit als nicht anthropogen, möglicherweise frühglazial bzw. altwürm-zeitlich interpretiert. Denn nach BORK (1988) sind Holzkohlen in nativen holozänen Böden nie vorhanden<sup>34</sup>. In präholozänen Böden dagegen konnte HILGART (1995: 126f) im Al-Horizont einer Schotterparabraunerde der letzten Warmzeit Holzkohlen finden. Auch von STRUNK (1990: 93f) wurden in Lössprofilen des bayerischen Tertiärhügellandes reichlich Holzkohleflitter an der Basis eines vergleyten, schluffigen Lehms gefunden. Dieser Lehm wird von BRUNNACKER (1957) als Basisfließerde des Würm-Frühglazials angesprochen und wurde von BUCH & ZÖLLER (1990) auf ein TL-Alter von  $74 \pm 7,4$  ka BP datiert.

Bei den Holzkohleproben vom Schloßberg Kallmünz hingegen hat sich bei <sup>14</sup>C-Datierungen an drei verschiedenen Flittern unterschiedlicher Terra-Profile ein prähistorisches Alter ergeben. Mit zunehmendem Abstand vom Sporn des Schloßberges in Richtung des nördlichen Plateaus werden diese immer jünger. Am Sporn innerhalb des Ringwalls datieren sie ins frühe Neolithikum (RKS 38), außerhalb des Ringwalles bei PG 1 hingegen ins jüngste Neolithikum während sie im Einzugsgebiet C (Stufenrain PG 11) in die Bronzezeit zu stellen sind (siehe Tabelle 6).

**Tabelle 6:** <sup>14</sup>C-Datierungen an Holzkohlen aus den BvT-Horizonten des Schloßbergs Kallmünz (zusammengestellt aus Profilbeschreibungen in Kapitel 5.3)

Name + Tiefe (cm)	Labor- nummer	datiertes Material	Radio- karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
<b>RKS 38-175</b>	Erl-2769	Holzkohle	$7257 \pm 60$	$8028 \pm 96$	6174 BC - 5981 BC
<b>PG 1 - 80</b>	Erl-2768	Holzkohle	$5003 \pm 47$	$5771 \pm 124$	3945 BC - 3696 BC
<b>PG 11-180</b>	Erl-3114	Holzkohle	$3313 \pm 43$	$3523 \pm 110$	1683 BC - 1462 BC

##### • Genetische Einordnung des BvT am Schloßberg

Entscheidend für eine intensive Beschäftigung mit der Genese und Stratigrafie der Terrae Fuscae (siehe Kapitel 2.2.2) war eine aus der Literatur zunächst nicht einordenbare stratigrafische Lage der Terra Fusca auf dem Schloßberg:

<sup>34</sup> VÖLKEL & RAAB (1999: 315) hingegen gehen auch von natürlichen Holzkohlen in autochthonen, holozänen Böden aus.

Den Terrae Fuscae der Schwäbisch-Fränkischen Alb wird von den meisten Autoren selbst ein pleistozänes bis tertiäres Alter mit einer eventuellen periglazialen Verlagerung zugeschrieben. Die Terra-Horizonte am Schloßberg als vermeintlich sehr alte Bodenbildung liegen jedoch nicht dem anstehenden Dolomit auf, sondern den periglazialen Fließerden. Somit ergab sich ein logisches Problem.

Ein weiterer, ungewöhnlicher Aspekt war das zahlreiche Auffinden darin fein verteilter Holzkohleflitter.

Die sich hiermit stellenden Fragen wurden bereits in Kapitel 2.2 ausführlich erörtert. Sie werden hier nochmals zusammenfassend angeführt:

- Stratigrafie: in welchem Verhältnis steht der BvT-Horizont zu den „periglazialen Deckschichten“? Am Schloßberg liegen periglaziale Fließerden unterhalb der Terra Fusca.
- Alter: war der BvT periglazialen Einfluß ausgesetzt?
- Genese a): kann eine Lössbeteiligung nachgewiesen werden?
- Genese b): ist der BvT eine holozäne Bildung, die sich nicht aus Dolomit, sondern aus Fließerden mit bereits angereichertem Anteil an Lösungsrückstand, hoher Fraktur und hohem Lehmanteil schnell entwickeln konnte?
- Genese c): wie gelangt neolithische bis bronzezeitliche Holzkohle in den BvT?

Genetische Untersuchungen zahlreicher Autoren wurden in Kapitel 2.2 ausführlich vorgestellt. Es hat sich gezeigt, dass keine übergreifende Lösung vorliegt, sondern vielmehr eine Vielzahl verschiedener Interpretationen und Theorien gegeben werden. Obwohl die Arbeit keine genetische Untersuchung darstellt, sollten dennoch Lösungen auch mit Hilfe der Tonmineralogie und vor allem mikromorphologischer Untersuchungen gefunden werden, um zumindest diesen spezifischen Umständen der BvT-Horizonte nachzuspüren.

Anhand der Dünnschliffe (s. Kapitel 5.2.3) hat sich gezeigt, dass die BvT-Horizonte am Schloßberg auf keinen Fall reine Verwitterungsreste des Anstehenden sind. Vielmehr sind deutliche Auffrischungen des Sediments durch (kolluviale?) Umlagerungsprozesse zu vermuten. Es konnte gezeigt werden, dass sie sich aus einem verlagerten Bodensediment, wahrscheinlich einem Kolluvium, (weiter-) entwickelten. Auch BURGER (2000: 29) beschreibt eine „Terra Fusca“ als Kolluvium und Ausgangssubstrat für weitere Bodenbildung.

Eindeutig periglaziale Phänomene sind in den BvT-Horizonten nicht festzustellen. Vielmehr überlagern sie durchweg diskordant periglaziale Fließerden, die ihrerseits deutlich kryoturbate und periglaziale Strukturen wie hohe Einregelung (s. Abb. 15), Taschenböden (s. PG 4) und Eiskeilpseudomorphosen (s. PG 3) aufweisen. Ebenso ist aufgrund der Gehalte an leicht verwitterbaren Mineralen eine gleichmäßig intensive (tertiär-tropoide) Verwitterung auszuschließen. Es muss also möglicherweise von einem rein holozänen Prozess ausgegangen werden. Dieser könnte die stratigrafische Lage des BvT über periglazialen Fließerden erklären. Somit kann eine Einstufung als Basislage, wie sie ROTH (1994) vornimmt, nicht erfolgen. Zudem ist klar, dass sich ein

Deckschichtenmodell, wie es für zahlreiche Mittelgebirge Mitteleuropas vorliegt, nicht ohne weiteres auf Karstgebiete übertragen lässt.

Obwohl hohe Bioturbationsaktivität festgestellt werden konnte, muss anhand dieser Ergebnisse davon ausgegangen werden, dass die Holzkohleflitter und -stücke möglicherweise während der (kolluvialen?) Verlagerungsprozesse mit in das Sediment eingemengt wurden. Inwiefern bei der Verlagerung rheologische Prozesse, zum Beispiel plastisches, amöboides Fließen feuchter Terra Fusca wie sie KUBIENA (1948), LIPPERT (1973) oder AUERSWALD (1993 & 1998b) beschreiben beteiligt sind, muss dahingestellt bleiben. Ein Zusammenhang der Verlagerungs- bzw. Entwicklungsprozesse der BvT-Horizonte mit den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ins Neolithikum bzw. in die Bronzezeit wird jedoch als sehr wahrscheinlich erachtet.

Die Frage nach Lössbeeinflussung und -verbreitung auf dem Plateau kann nicht mit Sicherheit beantwortet werden, ebenso wie die Frage, ob ehemals Parabraunerde-Terrae Fuscae als native Böden angenommen werden müssen. In den BvT-Horizonten konnte lediglich sehr schwache Toninfiltration mikromorphologisch nachgewiesen werden. Eine Lösslehmdecke, die nur wenige Dezimeter stark ist, verschwindet rasch bei intensiver Ackernutzung infolge Bodenerosion (SEMMELE 1991). Auf dem Schloßberg-Plateau können an keiner Stelle mehr direkte Hinweise auf eine Verbreitung von Löss oder Lösslehm gefunden werden. Dennoch ist deren ehemaliges Vorhandensein wahrscheinlich, da korrelierte Sedimente (Kolluvien) stellenweise durch erhöhte Schluffanteile darauf hinweisen und Profile am Osthang des Schloßbergs mit mächtigen, nur teilweise entkalkten Lösslehm gefunden wurden. Dieser Umstand ist als weiteres Indiz für die extrem hohen (prä-) historischen Erosionsbeträge auf dem Plateau zu deuten. Auch die hangab geringer werdenden Tongehalte der BvT-Horizonte könnten für eine Beteiligung von Löss und somit auf äolischen Einfluss hinweisen (vgl. z. B. REHFUESS 1990). Letzte Klärung können nur weitere Untersuchungen, vor allem mineralogischer Art bringen. Löss zeigen eine deutliche (schwer-) mineralogische Unterscheidung als Deckschicht zu liegenden Lehmen (HEGENBERGER 1973). SALGER & SCHMIDT-KALER (1975: 153) gehen für die Frankenalb ebenfalls von Lössanwehungen aus, wobei Kryoturbationsprozesse und solifluidale Vorgänge diese verlagerten und mit verschiedenen Lehmen vermischten. Die Eigenschaften der Löss waren dabei erheblich durch kleinräumige, lokale Einflüsse geprägt.

Nur weitere ausführliche und intensive Untersuchungen könnten letztendes völlige Klärung dieser komplexen Umstände bringen. Dennoch bleibt die Annahme sehr wahrscheinlich, dass der BvT-Horizont am Schloßberg vom Kallmünz keinen natürlichen Lösungsrückstand darstellt. Vielmehr muss seine Entstehung bzw. Entwicklung mit anthropogenen, kolluvialen (?) Aktivitäten des Neolithikums (PG 1) und der Bronzezeit (PG 11) in Verbindung gebracht werden: möglicherweise fand eine Genese aus einem bzw. als Kolluvium weiter in Richtung BvT-Horizont statt. Damit wäre ein viel jüngerer Alter als bisher angenommen zu postulieren, eine Bezeichnung als Terra Fusca bzw. ihre Stellung in der genetisch orientierten deutschen Systematik ist dadurch ebenfalls zu überdenken (vgl. KALLINICH 1999; BURGER 2000).

Inwiefern die beschriebenen Fließerden dadurch in neuem Licht gesehen werden müssen sei dahin gestellt. Es sei nur darauf hingewiesen, dass diese bereits erheblich vorverwittert und lehmig-tonig sowie stark entkalkt und an Kalklösungsrückstand stark angereichert



vorliegen. Die periglaziale Gesteinsverwitterung in Kalkgebieten mit ihrer Bildung von Solifluktsdecken hat nachgewiesener Weise enormen Anteil an der Ausbildung des Bodenbildes (ROHDENBURG & MEYER 1963; s. Kapitel 2.2).

#### 5.2.4.1.5 Kolluvien

Kolluvien (M) bilden die obersten Schichtglieder zahlreicher Bodenprofile. Sie finden sich vornehmlich an flacher geneigten Stellen der Mittelhänge, hinter Wällen und Stufenrainen, in Karstsenken sowie als kolluviale Schwemmfächer an den Talrändern, vor allem des Vilstales. Den Kolluvien wurde in dieser Untersuchung besondere Aufmerksamkeit geschenkt, da vor allem ihnen die Aufgabe landschaftsgeschichtlicher und geomorphologischer Rekonstruktion zukommt (vgl. SEMMEL 1978) und sie gegenüber den Auenlehmen als bedeutende Geoarchive des lokalen und unmittelbaren, anthropogen induzierten Umweltwandels fungieren (BORK 1988; BORK et al. 1998; NILLER 1998). Sie wurden anhand unterschiedlicher Merkmale detailliert stratifiziert und datiert, um so die Grundlage für weitere Untersuchungen zur Charakterisierung der verschiedenen archivierten Zeitscheiben zu bilden. Sie sind meist klar abzugrenzen. Innerhalb des Ringwalles jedoch sind die Kolluvien teilweise sehr stark humos und stehen mit hangaufgelegenen Hortisolen in Verbindung. Eine klare Differenzierung dieser Hortisole und der hortisolbürtigen Kolluvien war hier teilweise schwierig, da ihre Eigenschaften ähnlich sind. Die genauen Darstellungen der Stratigrafie und Datierungen der einzelnen kolluvialen Serien sind den detaillierten Profilbeschreibungen der Catenen A bis F zu entnehmen (s. Kapitel 5.3).

#### 5.2.4.1.6 Hortisole

Im Bereich innerhalb des südlichen, inneren Ringwalles wurden stark humose Bodenprofile gefunden.  $C_{org}$ -Gehalte von bis zu 10 % sind keine Seltenheit. Die A-Horizonte sind > 40 cm mächtig und nur in den oberen Hanglagen, sicherlich durch Erosion, geringmächtiger. Sie wurden nach AG BODEN (1996: 206) als Hortisole angesprochen. Sie sind durch langjährige, intensive Gartenkultur mit Zufuhr von organischer Substanz und intensivem Bearbeiten und Umgraben entstanden. Die A-Horizonte wurden deshalb als R-Ah bezeichnet. Inwiefern die Mächtigkeit dieser jedoch durch kolluviale Überdeckung erhöht wurde und sie somit als Kolluvisole bezeichnet werden könnten, oder es sich um autochthone Humushorizonte handelt, ist schwierig abzuschätzen. Insbesondere bei derart kurzen Verlagerungsstrecken mit fehlender oder geringer Beimengung von Fremdmaterial können die hortisolbürtigen Kolluvien sehr dunkel bleiben und damit dem Ausgangsmaterial sehr ähnlich sein. Möglicherweise handelt es sich, insbesondere an Unterhangpositionen, um Mischformen.

Die Keramikführung zeigt in den oberen Profilbereichen Häufungstendenzen mittelalterlicher Keramik. Vermutlich überlagern die Hortisole hier alte Siedlungsflächen. Dies müsste allerdings durch archäologische Flächengrabungen verifiziert werden. Hinweise auf Pfostenlöcher wurden in den Hortisolprofilen gefunden und beschrieben (FIGGE 2001: 76).

#### 5.2.4.1.7 Auenstratigraphie / Schwarzer Auenboden

In den Auenbereichen des Vils- und Naabtals im Bereich um Kallmünz sind zum Teil regelhafte Abfolgen erkennbar: so sind Flussschotter (ICn) im Vils- wie im Naabtal hangend zu Dolomitmischungen oder -asche weit verbreitet. Sie sind wahrscheinlich zum Großteil ins Spätglazial zu datieren (vgl. AHNERT 1996: 207; RITTWEGER 2000). Jedoch konnten im Vilstal bei Traidendorf auch hangend zu fAh-Horizonten und Auenlehmen (aM) schlackenführende Schotterkörper (aM\*ICn) gefunden werden. Anhand ihrer stratigrafischen Lage sowie ihrer Schlackenführung wurden sie höchstwahrscheinlich holozän umgelagert (vgl. MÄCKEL 1998). Eine zeitliche Stellung der Umlagerung kann anhand von Datierungen und Korrelationen zur Römischen Kaiserzeit vermutet werden. FOELLMER et al. (1997) und MÄCKEL (1998) führen eine latènezeitliche Umlagerung von Talauenschottern der Möhlin im südlichen Oberrheingraben auf latènezeitliche Bergbauaktivitäten zurück.

Befindet sich das untersuchte Profil nicht am Talrand und unter Beeinflussung von kolluvialen Schwemmfächern, so sind regelhaft Auenlehme und zum Teil sandigere Auensedimente bis hin zu den Geländeoberflächen verbreitet. Die sandigen Beimischungen im Auenlehm können auf eine Sedimentation in einer wesentlich turbulenteren Strömung zurückgeführt werden (vgl. z.B. HEINE 1970: 41). Sedimentationslücken in den Auensedimenten müssen allerdings eher als Regel denn als Ausnahme betrachtet werden (SCHULTE & STUMBÖCK; 2000: 166; ANDRES 1998: 122).

#### • Schwarzer Auenboden

Die spätglazialen Schotter sind unter den Auenlehmen deutlich abgesetzt. An mehreren Stellen schaltet sich ein auffälliger, stark humoser und schwarzer Horizont ein. In vielen Flusstälern Mitteleuropas konnten ähnlich ausgeprägte Horizonte in exakt derselben stratigrafischen Position, nämlich zwischen spätglazialen Schottern und mittel- bis jungholozänen Auenlehmen beobachtet werden (SCHIRMER 1983; LITT 1988; RITTWEGER 2000). In den nahe gelegenen Tälern von Altmühl und Donau hat HILGART (1995) solche Horizonte nachgewiesen.

Nach RITTWEGER (2000) handelt es sich dabei um „schwarze Auenböden“, einer polygenetischen Formation, die möglicherweise mit Ton und humosen Substanzen aus den umgebenden Böden angereichert wurde und deshalb als Sediment bezeichnet werden muss. Die Entwicklung wird vor allem ins untere Holozän (Boreal bis Atlantikum) gestellt, auf jeden Fall sind sie jedoch älter als spätes Subboreal (Bronzezeit) und zu den liegenden Auenlehmen sind große zeitliche Diskordanzen keine Seltenheit (RITTWEGER 2000: 149). Für die charakteristische Ausprägung wird zudem eine nachfolgende Trockenperiode im jüngeren Subatlantikum bis Subboreal angenommen, die zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels und somit Verlagerung von Ton und humosen Substanzen führte (RITTWEGER 2000: 157).

Für die schwarzen Auenböden im Kallmünzer Raum können einige der beschriebenen Eigenschaften vor allem im Naabtal wiedergefunden werden: neben der passenden stratigrafischen Position sind sie tief schwarz, bodenartlich lehmigem Sand bis tonigem Lehm zuzuordnen und besitzen Gehalte an organischer Substanz um 3,5 bis über 6 %.

Aufgrund der eigenen Untersuchungen an Pollen dieser Horizonte ist eine Einordnung als Schwarze Auenböden im Naabtal wahrscheinlich. Bei Profil VA 23 (Vilstal bei Traidendorf) ist dies hingegen fraglich (vgl. Kapitel 5.7 & NELLE & SCHMIDGALL 2003):

Das Pollenspektrum von VA 23 deckt sich nicht eindeutig mit den beschriebenen und weist den Auenboden von VA 23 ins späte Subboreal bis Subatlantikum. Es muss allerdings erwähnt werden, dass es sich bei Profil VA 23 um ein im oberen Teil anthropogen stark beeinflusstes Kolluvialprofil handelt und auch holozän umgelagerte Schotter auf eine nicht ungestörte Lage hindeuten könnten. Im engen Vilstal konnte zudem keine flächenhafte Verbreitung nachgewiesen werden.

Im weitläufigeren Naabtal hingegen liegen ruhigere und ungestörte Ablagerungsbedingungen vor. Das Pollenspektrum datiert die Probe aus NA 2 ins Atlantikum bis frühe Subboreal, also durchaus die Altersstellung der beschriebenen Schwarzen Auenböden. Aufgrund der übereinstimmenden Eigenschaften sowie des flächigen Auftretens dieses schwarzen Horizontes, auch in anderen Profilen des Naabtals bis nach Pielenhofen, wo in einer aufgeschlossenen Baugrube ebenfalls ein flächenhafter, schwarz-humoser Horizont beobachtet werden konnte, kann hier wahrscheinlich von einem Schwarzen Auenboden gesprochen werden. Es stellt sich damit die Frage, inwieweit dieser in seiner Verbreitung an breite, weitläufigere Mulden- oder Sohlentäler gebunden ist.

Inwiefern für dessen Entstehung allerdings tschernosemartige Böden und eine jungatlantisch-subboreale Trockenperiode mit Absenkung des Grundwasserspiegels beteiligt waren (vgl. RITTWEGER 2000), muss zunächst dahingestellt bleiben.

### 5.3 Beschreibung der Catenen der Einzugsgebiete A - E und ihrer wichtigsten Bodenprofile

Nach grundlegender Klärung der stratigrafischen Einheiten des Untersuchungsgebietes (s. Kapitel 5.2.3) werden in Kapitel 5.3 die einzelnen Bodenprofile, aufgeteilt nach Einzugsgebieten sowie ihre Lage im Relief detailliert vorgestellt. Es wird in allen 5 Einzugsgebieten eine Zweiteilung in Profile am Oberhang (= Plateualage) und Profile am Unterhang (= Schwemmfächer und Flussaue), mit jeweils kurzer Zusammenfassung und Diskussion eingehalten. Die Mittelhänge sind in allen Einzugsgebieten steile Erosionsrinnen, in denen Zwischenlagerung von abgetragenen Sedimenten nicht nachgewiesen werden konnte. Sie werden deshalb nicht gesondert erörtert.

Zur Übersicht über das Gebiet und der Lage der Einzugsgebiete sei auf die topographische Planaufnahme (Abb. 6, Kapitel 3.1), das Luftbild (Foto Anhang A 10) sowie Detailkarten der einzelnen Einzugsgebiete mit Geländemodellen zur Übersicht (Abb. 17, 56, 67 & 80) verwiesen.

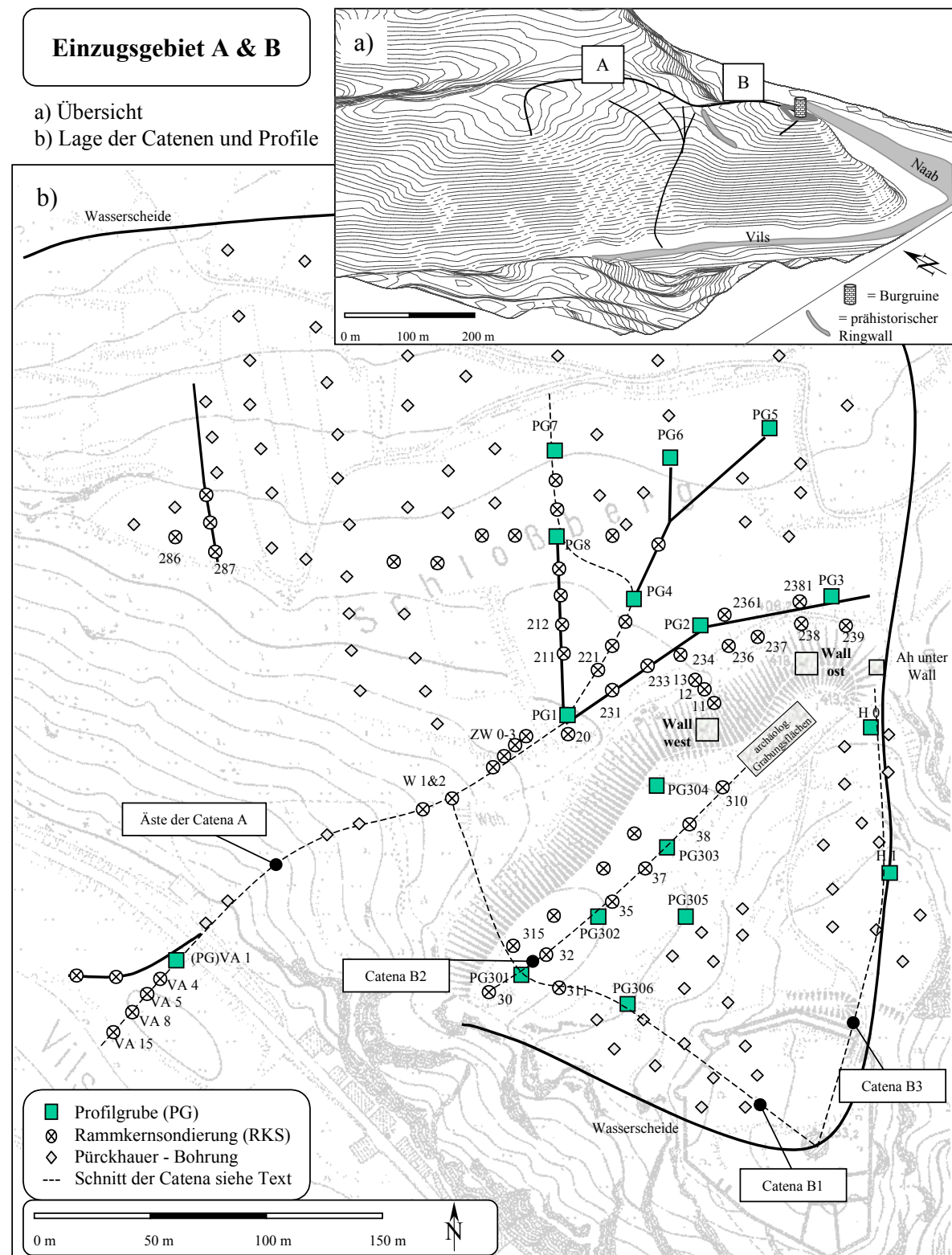
#### 5.3.1 Einzugsgebiet A (Catena A-A')

Catena A – A' liegt außerhalb des mächtigen inneren Ringwalles und führt vom Sporn des Schloßbergs südwestlich ins Vilstal hinab. Einzugsgebiet A ist nach Einzugsgebiet D das größte Einzugsgebiet. Beide wurden wegen ihrer Größe, ähnlich einem Flussnetz anhand einer „dendritischen“ Catena untersucht, bei der die Lagen der Profilgruben und Rammkernsondierungen zunächst in 3 Hauptäste und nachfolgend in weitere, kleinere Äste aufspalten (s. Abb. 17). Diese wurden ergänzt durch zahlreiche rasterartig angeordnete Rammkernsondierungen und Pürckhauerbohrungen. Vor Errichtung des Ringwalles hat das Gebiet innerhalb (südlich) ebenfalls zum Einzugsgebiet A gehört. Seit dessen Errichtung jedoch bildet dieser eine Sedimentfalle mit neuen künstlich geschaffenen Tiefenlinien und somit neuen Sedimentationsbedingungen. Dies führte zu einer Verkürzung der erosionswirksamen Hanglänge (vgl. AUERSWALD 1998: 65). Die Gebiete innerhalb des Ringwalles wurden deshalb zudem als wahrscheinlich am intensivsten genutzten Räume (Siedlung?) besonders engmaschig untersucht und werden deshalb separat behandelt (Einzugsgebiet B; Kapitel 5.3.2).

#### - Reliefbeschreibung:

Der Verlauf der Catena kann in mehrere Reliefabschnitte gegliedert werden (s. Abb. 17 a & b).

Die Wasserscheide verläuft von einer südlichen zu einer nordwestlicher Kuppe: der Felssporn im Nordwesten mit ca. 435 m NN sowie die Kuppe am Turm der Burg im Süden bilden mit 433 m NN die höchsten Punkte. Im Bereich dazwischen zeichnet sie den Verlauf einer sattelartigen Einmuldung nach und hat ihren tiefsten Punkt bei ca. 405 m NN, am Fahrweg zur Burg unmittelbar vor dem Ringwall. Von hier aus erhöht sie sich allmählich in beide Richtungen.



**Abbildung 17:** Detailkarte Einzugsgebiet A mit Übersicht am Geländemodell (a) und Lage der Profile (b)

Der Oberhang (= Plateau) ist somit nach Süd bis Südwest exponiert. Das Gelände fällt konkav und zunächst etwas steiler (um 20°). Mit größer werdender Entfernung von der Wasserscheide wird das Gefälle zunehmend geringer und geht in einen flacher geneigten Abschnitt des Plateaus bis etwa 400 bzw. 390 m NN über. Hier liegen die Neigungen bei etwa 5°. Auf dem gesamten Oberhangbereich finden sich zahlreiche Ackerparzellen, die allesamt außer Nutzung stehen (Fotos um das Jahr 1900, auf denen sie bis zur Hangkante allesamt in ackerbaulicher Nutzung stehen zeigt SENDTKO 1992).

Das Gelände dieses Oberhangbereichs läuft konzentrisch zusammen, um in einer zentralen Abflussbahn zu münden. Ab einem außer Funktion stehenden Wasser-Hochbehälter (ca. 395 m NN) folgt eine stark konvexe Versteilung in den Mittelhang, der als schluchtartige Erosionsrinne ins Vilstal (bis ca. 345 m NN) hinabführt. Zwischenlagerung von abgetragenem Material ist hier auszuschließen.

Am Hangfuß leitet eine konkave Verflachung (Schwemmfächer) in den Unterhang mit Vilsaue über, die bei 339 m NN ihren tiefsten Punkt erreicht. Weiter zur Vils hin hebt sich das Gelände wieder leicht an. Dies ist auf einen Uferwall zurückzuführen, der sich aufgrund der Ablagerung von gröberen Sedimenten bei höherer Abflussenergie nahe am Wasser gebildet hat (vgl. SCHLICHTING 1993; AHNERT 1996).

Eine zusammenfassende Übersicht über das Hangprofil und ausgewählter Bodenprofile und Sedimentmächtigkeiten gibt Abbildung 43. Im Folgenden soll zunächst aber eine Vorstellung der wichtigen Profile mit Stratigrafie, ergänzt durch Laboranalysen und Datierungen, vom Oberhang bis zur Vilsaue erfolgen. Zahlreiche Profile werden aus Platzgründen ausgelassen und finden sich in der Dokumentation (Kapitel 9).

### 5.3.1.1 Oberhang (Plateau)

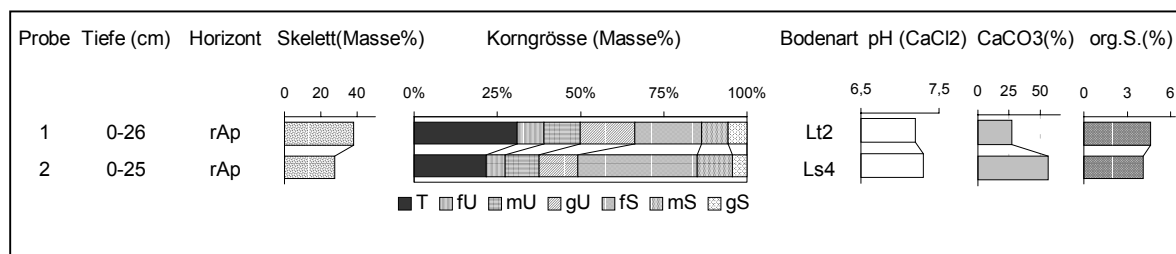
- **Profilgrube 5 und 7 (Foto von PG 7 siehe Anhang A 14)**

Beide Profile zeigen, wie auch der gesamte höher liegende Kuppenbereich Kultorendzinen (vgl. SEMMEL 1991). Seit wenigen Jahren steht das Gebiet nicht mehr unter Ackerbau, sondern wird von Zeit zu Zeit durch Schafbeweidung oder auch maschinell gemäht.

Bei PG 7 liegt über stark verwitterter Dolomitasche (cCv) ein ca. 30 cm mächtiger rAp-Horizont, während bei PG 5 relativ unverwitterter Kalkfels (cCn) unter dem ebenfalls 30 cm mächtigen rAp-Horizont ansteht.

Die Korngrößenspektren, vor allem die unterschiedlichen Sandgehalte der rAp-Horizonte von PG 5 & PG 7 (Abb. 18) spiegeln deutlich die Art der Ausgangssubstrate wider. Während bei PG 5 Dolomit-Fels ansteht, ist in PG 7 ist eine starke Beeinflussung des Oberbodens durch Auf- und Einarbeitung der anstehenden sandigen Dolomitasche durch Pflugtätigkeit erkennbar. Dies erhöht den Sandgehalt und damit Carbonatgehalt sowie den Skelettgehalt deutlich (Abb. 18, Probe 2). Beide A-Horizonte zeigen scharfe Übergänge zum anstehenden Gestein. Bereits an dieser Stelle ist also schon zu sehen, dass Erosion bis in den anstehenden Dolomit stattgefunden hat. Für Oberhang-Profile in ackerbaulich lange genutzten Gebieten und derart reliefierten Mittelgebirgen erscheint dies jedoch nicht ungewöhnlich. Die beiden Profile können als stellvertretend für große Bereiche der Kuppen und Plateaus gelten.

Hangaufwärts dieser beiden Profile sind zahlreiche, stark degradierte Reste von Ackerterrassierungen und ihren Stufenrainen zu erkennen (vgl. Abb. 12, Kapitel 5.1). Diese Profile sind stark verkürzt und die Stufenraine sicherlich schon länger außer Nutzung und deshalb stark degradiert und zerfallen. Der ganze Kuppenbereich stand ehemals unter ackerbaulicher Nutzung. Bereits auf der Ur-Aufnahme aus dem Jahr 1841 (Abb. Anhang A 9) wird dies deutlich. Auch in zahlreichen Pürckhauer Sondagen konnten lediglich Ap-Horizonte von geringer Mächtigkeit (bis auf kleinere Taschen meist um 10 cm, vgl. SENDTKO 1993) gefunden werden. Das Anstehende wird dabei teils von Dolomitasche, selten mit tonig-lehmigen Einschaltungen, teils von Fels gebildet. Im Kuppenbereich, wie vereinzelt auch schon auf dem flacheren Mittelhang, finden sich zahlreiche Felsfreistellungen, die eine Totalerosion anzeigen. Auch für die archäologische Forschung sind durch die Bodenerosion damit möglicherweise wertvolle Untersuchungsflächen verlorengegangen (vgl. RIND 1999; NILLER 1998: 218).

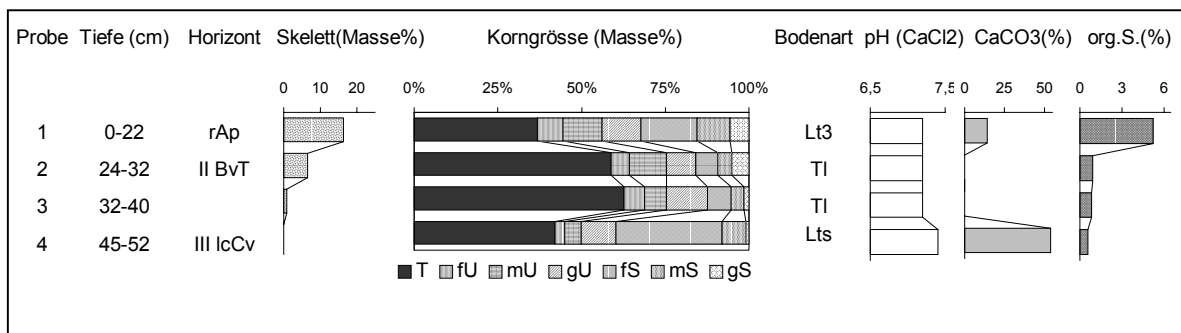


**Abbildung 18:** Laboranalytische Standardwerte der rAp-Horizonte über Dolomitfels PG 5 (1) und über Dolomitasche PG 7 (2)

- **Profilgrube 4 (Foto s. Anhang A 13)**

Kaum 50 m unterhalb PG 5 & 7 liegt PG 4. Im Liegenden ist ein weißes, bis leicht ins grünlich gefärbtes, tonig-mergeliges Substrat zu finden. Hangend folgt eine sandig-tonige Solifluktlage, die stark kryoturbate, taschenförmige Strukturen aufweist. Das Skelett zeigt Einregelungen und Verkippen bzw. Aufstellung (s. Foto Anhang A 13). Zwischen diesem Substrat und dem ca. 20 cm mächtigen rAp-Horizont finden sich die Reste eines carbonatfreien und nahezu skelettfreien BvT Horizontes. Im rechten oberen Teil der Grube findet sich ein metergroßer, zerlegter, aber im Verband noch erkennbarer Felsblock, wodurch der BvT-Horizont in dieser Richtung (NO) auskeilt.

Der BvT-Horizont zeigt charakteristische Eigenschaften wie Carbonatfreiheit, eine leuchtend rotbraune Farbe (5YR 4/6), ein polyedrisches Gefüge, eine weitgehende Skelettfreiheit und einen hohen Tongehalt. Eine Tongehaltsdifferenz von ca. 4% innerhalb des BvT konnte in zwei unabhängigen Analysen festgestellt werden. Dennoch bleibt dies im Rahmen der Ungenauigkeitstoleranz der Analysen-Methode. An keinem anderen Profil mit BvT-Horizont konnte eine signifikante Erhöhung des Tongehalts mit größerer Tiefe festgestellt werden. Es ist also anhand der Tongehaltsdifferenzen keine Lessivierung und somit Parabraunerde-Terra Fusca zu postulieren. Auf das Feststellen von Toncutanen im Zuge mikromorphologischer Untersuchungen sei an dieser Stelle hingewiesen (s. Kapitel 5.2.2).



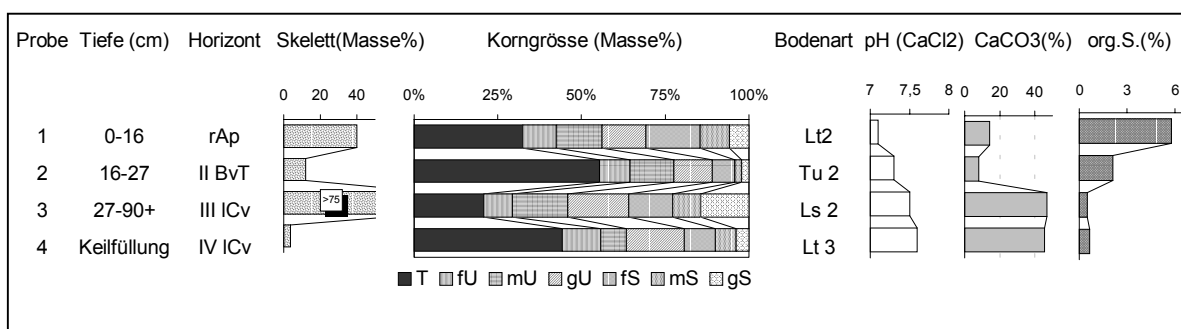
**Abbildung 19:** Laboranalytische Standardwerte PG 4

Im Gegensatz zu BvT-Horizonten zahlreicher anderer Profile konnten in PG 4 keine Holzkohlenflitter gefunden werden. Die Tongehalte liegen nahe 65 %, mit Abstand höher als bei den anderen Profilen und somit nahe einer „Norm“-Terra Fusca (AG BODEN 1996: 197). Eine Verzahnung mit dem Liegenden ist in Form kleiner Taschen angedeutet.

### • Profilgrube 3

Auch in PG 3, die sich in Nähe einer Sattellage unweit der Wasserscheide befindet, sind periglaziale Strukturen auszumachen. Von der Basis der Profilgrube findet sich bis zu einer Tiefe von etwa 27 cm zunächst lehmig-sandiges Substrat. Hierbei handelt es sich um ein nicht näher zuzuordnendes Schichtglied einer periglazialen Fließerde (Probe 3). Die Farbe, der hohe Skelett- und Carbonatgehalt sowie typische Einregelungen des Skeletts in Gefällerrichtung machen eine Korrelation zu PG 2 möglich. Dort wurde eine situmetrische Analyse durchgeführt, die einen typisch hohen Einregelungsgrad ergab (s. Abb. 15 & PG 2). Ein weiteres Indiz für eine periglaziale Zuordnung ist dadurch gegeben, dass sich in dieser Schicht ein Eiskeil ausbilden konnte, der heute mit tonig-mergeligen Material verfüllt vorliegt („Keilfüllung“, Probe 4 in Abb. 20 ). Diese Eiskeil-Pseudomorphose liegt in der Größenordnung um 1 m Tiefe.

Ähnlich PG 4 konnten liegend Reste eines BvT-Horizontes identifiziert werden. Sie sind nur schwach erkennbar, besitzen eine Mächtigkeit von nur ca. 10 cm und sind damit ähnlich verkürzt wie der rAp-Horizont mit ca. 16 cm (Probe 2 & 1).

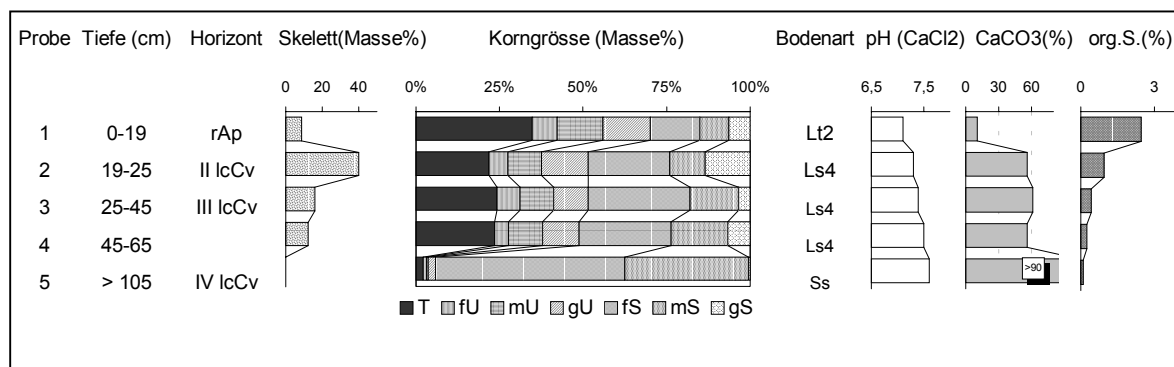


**Abbildung 20:** Laboranalytische Standardwerte PG 3



### • Profilgrube 2

Das Profil liegt ca. 50 m unterhalb PG 3 und ca. 10 m oberhalb einer leichten hangabwärtigen Versteilung. Ab einer Tiefe von ca. 100 cm zeigt sich weißer, anstehender Dolomit, zum Teil mit mürbem, leicht zerfallendem Dolomitskelett, zum Teil sind Partien von bereits zu Sand zerfallener, unstrukturierter Dolomitasche mit Einzelkorngefüge sichtbar. Hangend folgt eine ca. 80 cm mächtige, sandig-lehmige sowie stark skeletthaltige Solifluktsdecke mit Carbonatgehalten um 60 %. Auch hier sind kryptoturbate Strukturen angedeutet. Das Skelett, in der Regel um 5 cm Durchmesser, zeigt deutlich hangwärtige Einregelung (s. Abb. 15, Kapitel 5.2.3.2). Ähnlich einem Skelettband in PG 1 ist hier zwischen rAp-Horizont und Solifluktsdecke ein ca. 5 - 10 cm mächtiges Feinskelettband (PG 2 Probe 2) eingeschaltet. Reste eines BvT-Horizontes, die hier zunächst vermutet wurden (19-25 cm), konnten im Labor nicht bestätigt werden (Abb. 21).

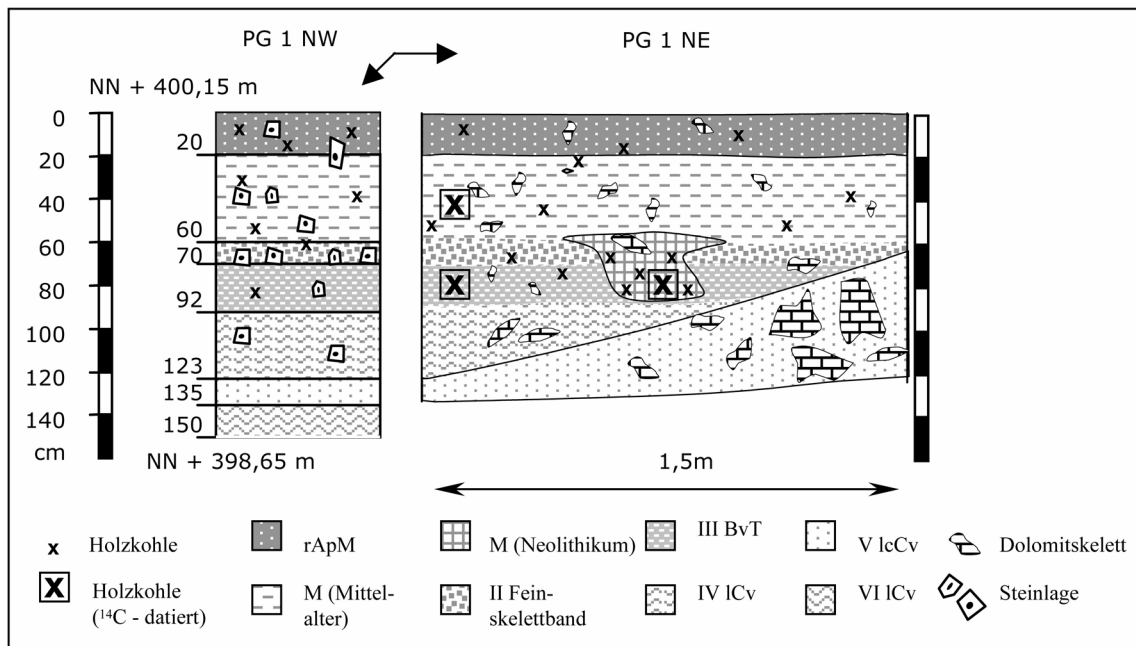


**Abbildung 21:** Laboranalytische Standardwerte PG 2

### • Profilgrube 1 (Foto s. Anhang A 11 & 12)

An der flachsten Stelle, vor einem konvexen Übergang in ein steiles Erosionstälchen, befindet sich Profilgrube PG 1. Durch die Flachheit scheint dies eine günstige Lage für eine Zwischendeposition von Kolluvien im Oberhangbereich zu sein.

Hangab folgt nach etwa 8 m ein 0,8 m mächtiger Stufenrain, bevor es in einen jungen Wald geht, in dem dann die Neigung zunimmt.



**Abbildung 22:** Zeichnung und Profilbeschreibung Profilgrube PG 1

**Tabelle 7:** <sup>14</sup>C-Datierungen Profilgrube 1 (Erl – 2766, 2767: Kolluvium; Erl - 2768: BvT)

Probe	Labornummer	Datiertes Material	Tiefe (cm)	Radiokarbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
Kall PG 1 - 47	Erl - 2766	Holzkohle aus Koll.	47 cm	759 +/- 31	689+/-31	1230 AD - 1292 AD
Kall PG 1 - 75 (Holzkohle-„Tasche“)	Erl - 2767	Holzkohle aus Koll.	75 cm	5771 +/- 47	6587+/-128	4765 BC - 4510 BC
Kall PG 1 - BvT	Erl - 2768	Holzkohle aus BvT	80 cm	5003 +/- 47	5771+/-124	3945 BC - 3696 BC

#### • NW Wand PG 1

Da im Liegenden mehrere unterschiedliche Substrate geschichtet übereinander zu finden sind (vgl. Abb. 22), liegt die Vermutung nahe, dass es sich ähnlich RKS 212 (siehe Kap 5.5) um eine mit verschiedenen geologischen Substraten verfüllte Doline handelt. Im Liegenden steht ein fetter, rot-oranger, skelettfreier Ton an (Abb. 23, Probe 16), der auch in verschiedenen anderen Bohrungen gefunden werden konnte. Eine genaue namentliche Zuordnung kann ebenso wenig wie bei IV ICv (Probe 14) gemacht werden, einem schluffreichen, schwach tonigem Lehm. Diese beiden Substrate werden als solifluidal verlagerte Schichten interpretiert. Dazwischen liegt ungewöhnlicherweise eine Schicht, die definitiv als Dolomitasche angesprochen werden kann (Probe 15). Es handelt sich um skelettfreien, reinen Sand mit einem Feinsand-Anteil von 76 %, was typischen Werten von

anderen Profilen des Schloßbergs entspricht. Auch diese Dolomitasche muss also („solfluidal“?) verlagert worden sein.

Der BvT-Horizont dieses Profils besitzt die üblichen charakteristischen Merkmalen (Farbe, Tongehalt, Gefüge). Er enthielt Holzkohleflitter, die durch  $^{14}\text{C}$  in das Neolithikum datiert wurden (Tab. 7, Erl - 2768). Auch an seiner Verlagerung ist kaum zu zweifeln. Zur Frage nach Prozess und Zeitpunkt der Verlagerung sei auf Kapitel 5.3.6 sowie auf die mikromorphologischen Untersuchungen verwiesen, für die unter anderem dieses Profil herangezogen wurde.

Über diesem Horizont folgt ein Skelettband aus splittrig-scharfem Feinskelett. Dieses ist zu anderen Profilen, dort allerdings nicht so deutlich ausgeprägt, korrelierbar (z.B. PG 2, PG 3). Dessen Deutung muss jedoch offen bleiben, vermutlich zeigt es aber eine ehemalige Lage der Geländeoberfläche an, bei der durch Filterspülung das Feinmaterial ausgewaschen wurde und sich so der Skelettanteil bis zu Werten von ca. 60 % relativ erhöht hat. Als Folge wäre hier eine Totalerosion des Oberbodens bis zum BvT-Horizont bereits in prähistorischer Zeit interpretierbar. Die Holzkohleflitter, die im BvT zu finden sind, könnten so mit einer Entblößung des BvT in vorgeschichtlicher Zeit in Verbindung gebracht werden.

Es folgen im Hangenden skeletthaltige, carbonatfreie Kolluvien mittelalterlicher Zeitstellung. Dies wurde sowohl durch Artefakte, wie durch eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung (Tab. 7, Erl - 2766) bestätigt. Innerhalb des Profils besteht somit ein Hiatus von weit mehr als 4000 Jahren. Es liegt also vermutlich eine Erosionsdiskordanz vor, aus der sich das Fehlen von Kolluvien aus der Zeit vor den letzten stark erosionswirksamen Zeitphasen erklären könnte (vgl. BORK et al. 1998: 28).

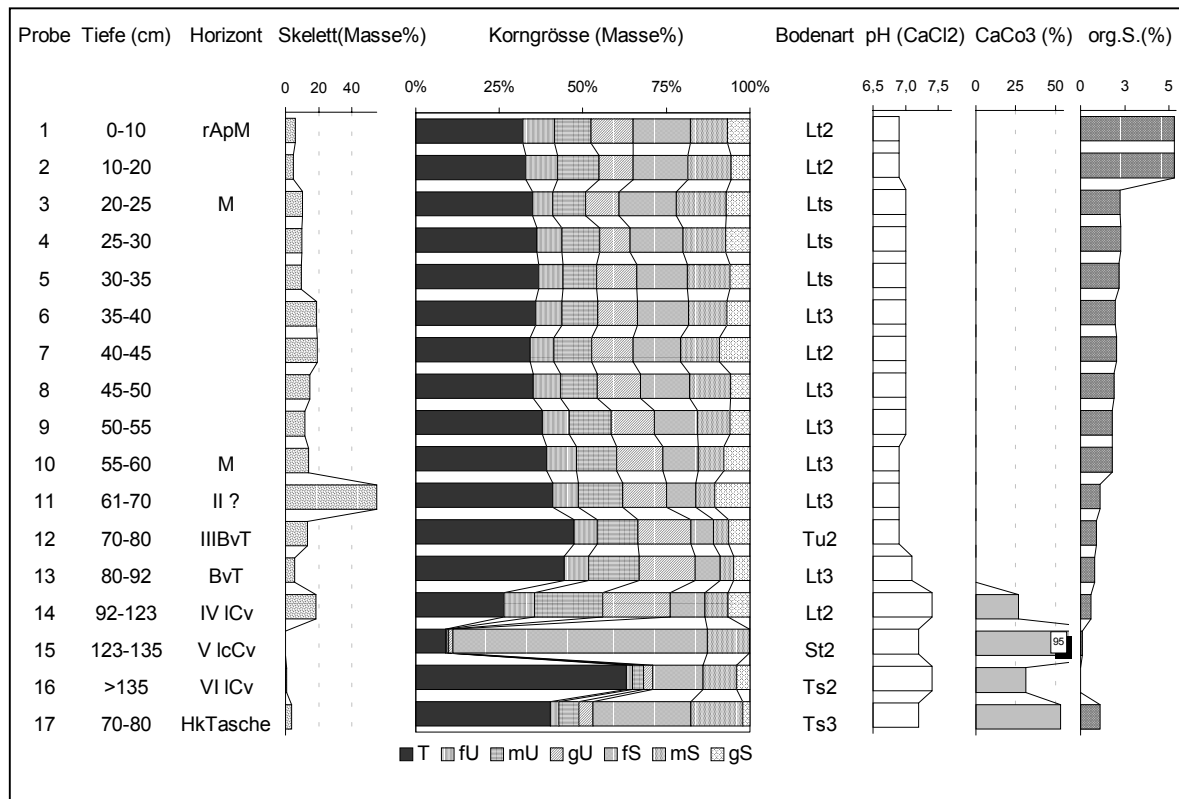
#### • Neolithisches Kolluvium an der NE Wand

Die NE -Wand der Profilgrube zeigt eine 10 - 15 cm tiefe Erosionsrinne im BvT-Horizont, die offensichtlich mit Kolluvium verfüllt wurde (s. Foto Anhang A 12). Das hangende mittelalterliche Kolluvium ist durch eine erkennbare Schichtgrenze abgesetzt. Der Verfasser vermutet, dass hier, nahe der stark konvexen Hangversteilung, durch konzentrierten Oberflächenabfluss Linearerosion bis durch das Feinskelettband und bis in den BvT stattgefunden hat. In der entstandenen Kerbe konnte sich anschließend Kolluvium ablagern, wodurch der Beginn der Verfüllung erfassbar ist.

Diese Füllung (= Kolluvium, s. Abb.23, HK-Tasche, Probe 17) ist nahezu skelettfrei und zeigt vergleichsweise hohe Sand- und vor allem Carbonatgehalte. Sie ist durchsetzt von zahlreichen fein verteilten Holzkohleflittern und -stücken, was den Arbeitstitel „Holzkohletasche“ zur Folge hatte. Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Holzkohlen ergab überraschend hohe, neolithische Werte, ähnlich wie die Holzkohlen aus dem BvT selbst (s. Tabelle 7).

In PG 1 sind also durch zwei ins Jungneolithikum zu stellende  $^{14}\text{C}$ -Datierungen deutliche Hinweise auf jungneolithische anthropogene Eingriffe in die Umwelt gegeben. Wie eine Einschätzung der Holzkohlen aus dem BvT-Horizont in Verbindung mit Ackerbau und Bodenerosion erfolgen kann, muss zunächst offen bleiben. Nahezu sicher wird vom Verfasser allerdings die „Holzkohletasche“ als Kolluvium interpretiert, die als korrelates Sediment und stark mit Holzkohleflittern angereichert in einer kleinen Erosionsrinne abgelagert wurde. In Verbindung mit der  $^{14}\text{C}$ -Datierung aus dem BvT-Horizont liegen also

zwei Daten derselben Zeitscheibe in PG 1 vor. Zusammen mit dem Geländebefund belegt dies eine Verifizierung des jungneolithischen Alters dieses Kolluviums und insgesamt landschaftswirksamer Prozesse, die zu dieser Zeit stattfinden. Die Ansprache als quasinatürliches Sediment aus einer Zeit jungneolithischen, wenn auch möglicherweise sehr lokalen Ackerbaus, kann als gesichert gelten.

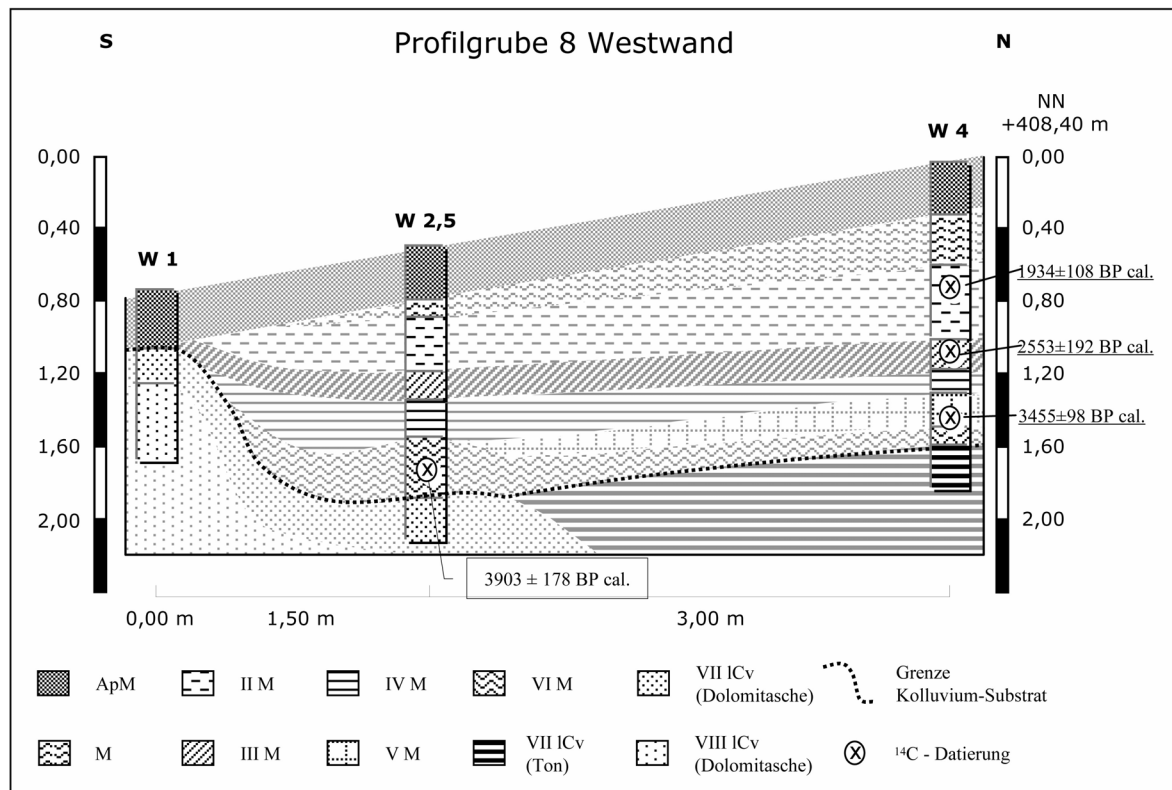


**Abbildung 23:** Laboranalytische Standardwerte Profilgrube 1 (Beachte: Probe 17 neolithisches Kolluvium aus verfüllter Erosionsrinne der NE Wand)

- **Profilgrube 8 (Foto s. Anhang A 15 & 16)**

Bei Bohrungen am Ober- bis Mittelhang wurden mächtige Kolluvien mit Holzkohleflittern erbohrt, die schlagartig einsetzen und keine 10 m im weiteren Verlauf der Catena wieder aussetzten. Zunächst wurde auf eine alte Ackerterrasse geschlossen, die im Zuge von Arrondierungen oder nicht bekannt gewordenen Flurbereinigungen zugunsten zunehmender Schlaggröße eingeebnet worden war. Dies schien sich auch am Wechsel der Vegetation abzuzeichnen. Durch weitere Sondierungen konnte jedoch eine lokale Hohlform eingegrenzt werden, die scheinbar unmotiviert schlagartig ein- und wieder aussetzt und mit bis zu 160 cm geschichteten Kolluvien verfüllt wurde. Dieser Sachverhalt war Anlass für eine Aufgrabung und weitere Untersuchungen. Auf die daraus resultierenden Bilanzierungen sei bereits an dieser Stelle hingewiesen (s. Kapitel 5.4).

Die Aufgrabung erfolgte von der Mitte der verfüllten Hohlform, die zugleich die tiefste Stelle und somit größte Kolluvienmächtigkeit darstellte (PG8 W4), bis zu deren unteren Rand. Dort steht direkt unter dem Pflughorizont bereits Dolomitasche an (PG8 W1) und die Kolluvien sind vollständig ausgekeilt (Abb. 24). Die Profil-Westwand wurde auf der gesamten Breite untersucht und in mehrere Profilabschnitte (W 1; W 2; W 2,5; W 3; W 4) untergliedert. Laboranalysen wurden von W 1, W 2,5 und W 4 durchgeführt.



**Abbildung 24:** Zeichnung und Profilbeschreibung PG 8 West-Profil

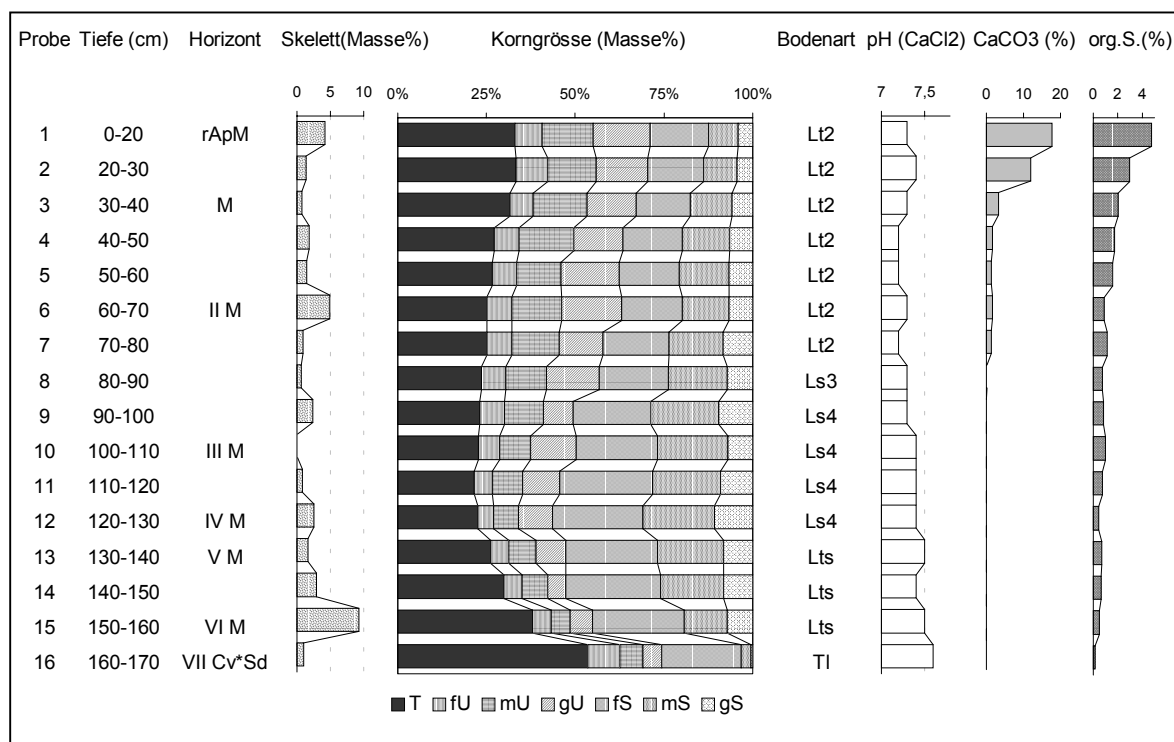
### • Datierung

Die Grabung ermöglichte eine exakte Stratifizierung der gesamten Kolluvien. Diese wurde sowohl durch den Geländebefund makroskopisch durchgeführt als auch durch Laboranalysen abgesichert. Anhand zahlreicher Keramik und anderer Artefakte sowie vor allem durch  $^{14}\text{C}$ -Datierungen konnten die kolluvialen Schichtglieder zudem zeitlich exakt eingeordnet werden. Sie stellten somit die Grundlage für weiterführende Untersuchungen dar (Anthrakologie, s. Kapitel 5.7; Schwermetalle, s. Kapitel 5.6; Bilanzierung, s. Kapitel 5.4).

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus den Profilen weisen das unterste Kolluvium (VI M) als frühest bis frühbronzezeitlich und V M als frühbronzezeitlich aus. Holzkohlen aus III M datieren hallstattzeitlich und die aus II M stammenden Holzkohlen weisen in die frühe Römische Kaiserzeit (s. Tabelle 8).



Mit einer scharfen Grenze finden sich über den Tonen abgelagerte Kolluvien. Sie sind zum Teil holzkohlehaltig und führen mehrfach Keramik, Artefakte und Knochen. An der Basis findet sich zunächst ein leicht skeletthaltiges, stark holzkohlehaltiges Kolluvium mit einer Munsell Farbe um 10YR 5/6 (= braun)(VI M). Es folgen drei weitere, weniger mächtige Lagen, wobei sich V M und III M als dunkler (10YR 4/3 bis 3/3) und etwas humoser (bis etwa 1%), das dazwischenliegende IV M als sandiger und heller (10YR 4/4 bis 4/6) charakterisieren lassen. Der leicht erhöhte Gehalt an organischer Substanz, vor allem von III M könnte durch Holzkohlefäller verursacht sein, die verstärkt in dieser Schicht zu finden sind, ähnlich dem noch stärker holzkohlehaltigen III M aus W2,5. Insgesamt fällt jedoch der mit zum Teil weit < 1% liegende geringe Gehalt an organischer Substanz dieser unteren Kolluvien auf. Unbedeutendere Steinlagen können bei 120 und bei 145 cm ausgemacht werden, zwischen 80 und 120 cm kommen keine größeren Skelettbrocken vor. Die oberen Kolluvien II M und M dagegen zeigen leicht höhere Gehalte an organischer Substanz und sind schwach carbonathaltig. Außer den oberen Kolluvien sind alle Schichtglieder bereits vollständig entkalkt. Die Kalkgehalte der oberen Kolluvien müssen vermutlich auf sekundäre Aufkalkung durch Düngung zurückgeführt werden.



**Abbildung 26:** Laboranalytische Standardwerte PG8 W4

#### • PG 8 W2,5

Als weiteres Profil für weitergehende Untersuchungen von PG8 wurde W2,5 ausgewählt, da an seiner Basis ein relativ mächtiges, sandig-toniges Kolluvienpaket mit etwa 40 cm auftrat. Es ist blass-gelbbraun (10YR 4/6) und wie alle anderen Kolluvien des Profils außer

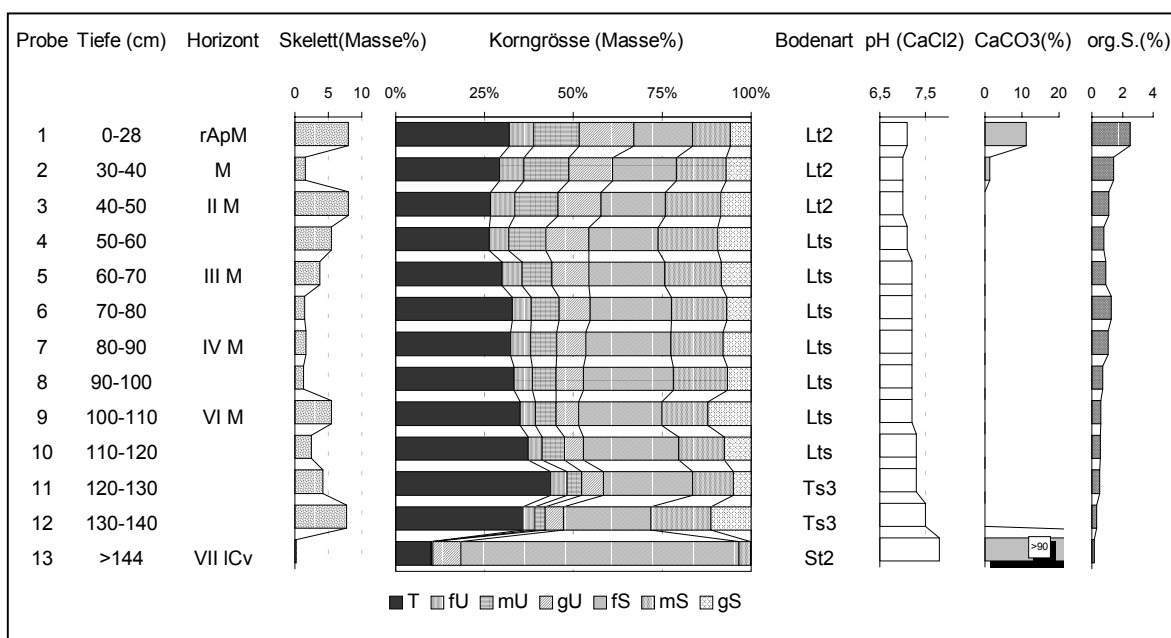
dem Pflughorizont, carbonatfrei. Mit einer  $^{14}\text{C}$ -Datierung von  $3903 \pm 178$  BP cal. weist sie die älteste Holzkohle in Kolluvien der Grube aus.

Als liegendes Ausgangssubstrat hat hier Dolomitasche den lehmigen, wasserstauenden Ton aus W 4 abgelöst. Sie zeigt eine gelbe Farbe (2,5Y 7/8), ein Maximum im Feinsandbereich und Carbonatgehalte über 90 %.

Die anderen kolluvialen Schichtglieder I bis IV lassen sich mit PG8 W4 korrelieren.

Auffallend ist die enorme Anreicherung von Holzkohleflittern und -stücken in III M, die an dieser Stelle der Profilwand besonders hervortritt. Zahlreiche von ihnen wurden für weitere Untersuchungen geborgen (z. B. Anthrakologie, s. Kapitel 5.7).

Die Holzkohlen geben dem Kolluvium eine dunkle Farbe (10 YR 3/3) und erhöhen die Gehalte an organischem Kohlenstoff. Das Profil wurde deshalb für gaschromatografische Untersuchungen ausgewählt, um den durch Holzkohlehaltigkeit vorgetäuschten Humusgehalt zu quantifizieren (vgl. Exkurs Kapitel 4.3.2).



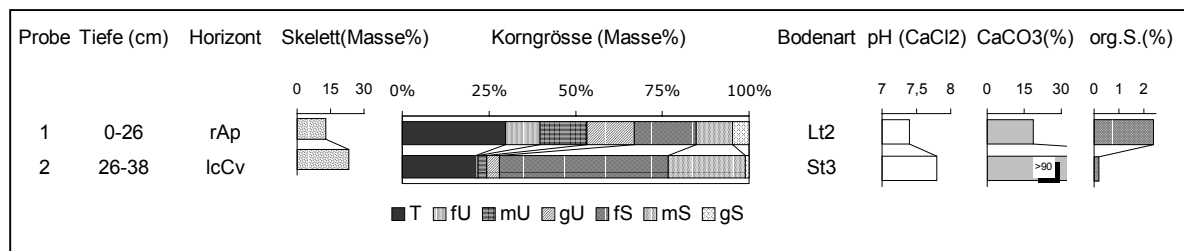
**Abbildung 27:** Laboranalytische Standardwerte PG 8-W2,5

### • PG8 W1

Profil W1 stellt innerhalb der Profilgrube 8 den unteren Rand der verfüllten Hohlform dar (s. Abb. 28).

Die Werte der bereits unter dem Pflughorizont anstehenden Dolomitasche sind typisch, der rAp selbst, dadurch beeinflusst, zeigt höhere Sand- und deshalb auch Carbonatgehalte und mit ca. 2,5% relativ niedrige Werte an organischer Substanz. Dolomitasche aus W 1 wurde für tonmineralogische Untersuchungen herangezogen (vgl. Kapitel 5.2)

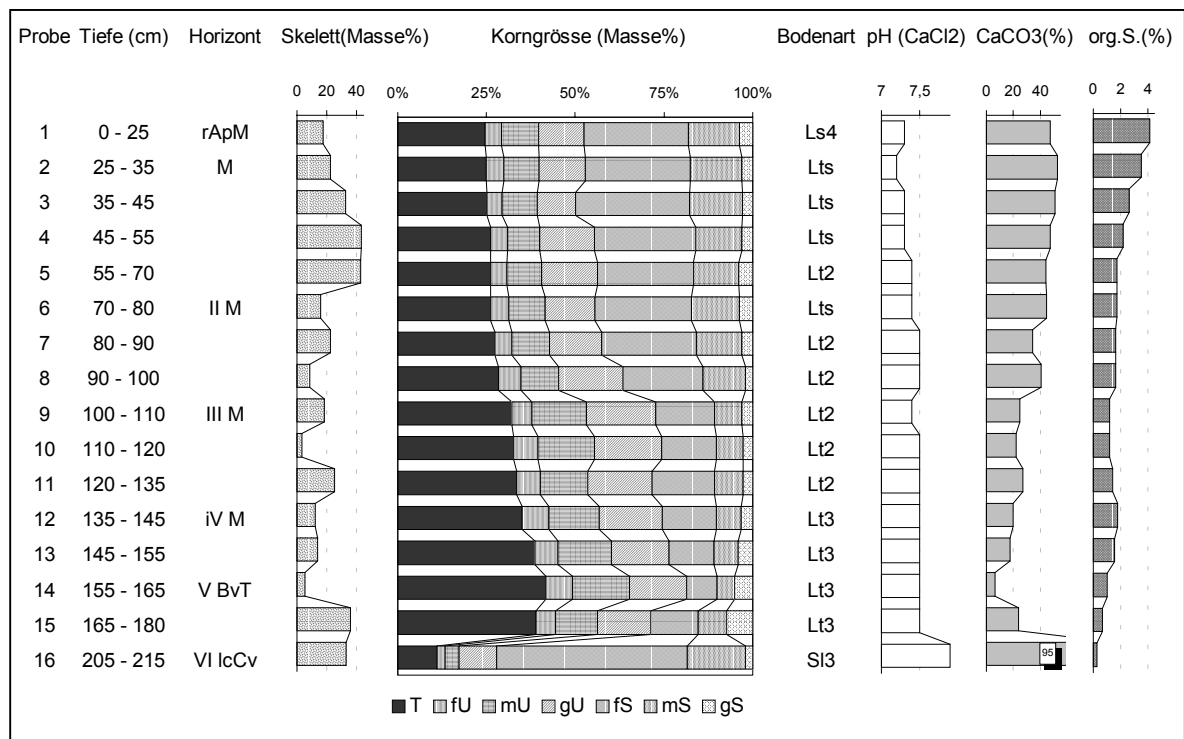




**Abbildung 28:** Laboranalytische Standardwerte PG8 W1

### • RKS 287

Eine weitere Teilcatena des Einzugsgebietes A wurde in dem steilen, westlichen Bereich untersucht (s. Abb. 17). Die Profile zeigen im oberen Bereich zu erwartende, erosiv stark verkürzte Kultorendzinen, die hier nicht näher erläutert werden sollen. Am westlichen Rand des Steilhanges wurden jedoch Stufenraine mit > 2m Höhe durch mehrere Bohrungen näher untersucht. Sie zeigen mächtige Kolluvisole, von denen der wichtigste, RKS 287, hier vorgestellt werden soll.



**Abbildung 29:** Laboranalytische Standardwerte RKS 287

Mit einem Feinsandmaximum und Carbonatgehalten  $> 90\%$  wurde an der Basis der Bohrung anstehende Dolomitasche erbohrt. Sie zeigt typische gelbliche Farben um 10YR 5/8.

Hangend folgt der Rest eines BvT-Horizontes. Er ist stark tonig und zeigt rötliche Farben um 5YR bis 7,5YR 4/6. Auch dieser BvT ist deutlich holzkohlehaltig (z.B. 175 & 178 cm); die Holzkohle ist in Form vieler Flitter, ohne eine erkennbare Anreicherung in Nestern oder Gängen, fein verteilt.

Ferner sind verschiedene Kolluvienpakete ausdifferenzierbar. So ist IV M stärker tonig, dunkler gefärbt und auch humoser, als die darüber folgenden Kolluvien. Alle Kolluvien enthalten Holzkohlestücke bzw. -flitter.

Das Profil legt einen Vergleich mit dem Stufenrain-Profil aus Einzugsgebiet C (PG 11) nahe und kann deshalb im unteren Teil als vermutlich bronzezeitlich eingestuft werden. In PG 11 ist eine ähnliche geomorphologische Situation gegeben, die durch einen ähnlich, über 2,5 m mächtigen Stufenrain, verändert wurde. Der Profilaufbau beider Profile unmittelbar oberhalb der Raine, zeigt klare Übereinstimmungen: So steht an der Basis Dolomitasche an, die von einem holzkohlehaltigen BvT Rest überlagert wird. Es folgen Kolluvien von über 1,5 m Mächtigkeit, die in verschiedene Schichten differenzierbar sind. In PG 11 konnten von Holzkohlen  $^{14}\text{C}$ -Daten gewonnen werden. Sie zeigen eine deutliche Schichtlücke zwischen dem bronzezeitlichen BvT und den mittelalterlichen hangenden Kolluvien. Die Anlage der agrarmorphologischen Kleinformen konnte so der frühen bis mittleren Bronzezeit zugeordnet werden (vgl. HILZ 2001 & Kapitel 5.1).

Auch in RKS 287 zeigt der BvT mit Holzkohlen und Skelettgehalten anthropogene Beeinflussung. Eine Korrelation dieser beiden Situationen und so ein ebenfalls bronzezeitliches Alter scheint sehr wahrscheinlich, kann aber nur über weitere Absolutdatierungen verifiziert werden.

### 5.3.1.2 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang

Die aufgenommenen und ausgewerteten Bodenprofile fließen in eine Bodenkarte ein (Abb. 87, Kapitel 5.3.6). Ein Profilschnitt von der Wasserscheide bis zur Vils findet sich am Ende der Beschreibung von Einzugsgebiet A (s. Abb. 43).

Aufgrund der hohen Reliefenergie des Schloßbergs ist es kaum verwunderlich, dass im Bereich des Oberhanges, außer an speziellen Gunstlagen, Kolluvien nicht in dem Maße zu finden sind, wie sie mit den zu erwarteten Abtragungsbeträgen in Einklang zu bringen wären (vgl. BORK 1988).

Der Oberhangbereich über 410 m NN zeigt in den allergrößten Teilen, vor allem an den oberen und mittleren Abschnitten der konkaven Hänge sowie den Bereichen der konvexen Hangabschnitte, aufs stärkste verkürzte Bodenprofile (vgl. BORK & ROHDENBURG 1979: 131). Ehemals nahezu komplett unter ackerbaulicher Nutzung, finden sich trotz kleiner Stufenraine ausnahmslos Kultu-Rendzinen mit stark verkürzten Ap-Horizonten sowie zahlreiche Felsfreistellungen, an denen die Bodendecke komplett verschwunden ist (vgl. Abb. 87, Kapitel 5.3.6).

Im flacheren Bereich, vor der abrupten Hangversteilung ins Vilstal hinab, finden sich zwischen 405 und 390 m NN noch mehrschichtige und tiefgründigere Bodenprofile. Es

sind hier Fließerden sowie Reste der nativen *Terrae Fuscae* zu finden, die im flachsten Bereich um PG 1 zudem von Kolluvien überlagert werden (vgl. Abb. 16, Kapitel 5.2.4). Diese Kolluvien überlagern die BvT-Horizonte diskordant und datieren hochmittelalterlich. In PG 1 jedoch konnten Holzkohlen aus dem BvT-Horizont der *Terra Fusca* geborgen werden, die neolithisch datieren.

Ob dieser Hiatus von etwa 4000 Jahren – in Zusammenhang mit einem über dem BvT liegenden Feinskelettband, möglicherweise eine ehemalige Geländeoberfläche – als Hinweis auf Totalerosion des Oberbodens zu (spät-) neolithischer Zeit gedeutet werden kann, muss zunächst dahingestellt bleiben. Der Hiatus könnte auch durch nachträgliche Ausräumung von Kolluvien in stark erosionswirksamen Zeitphasen verursacht sein (vgl. BORK et al. 1998: 28).

In PG 1 konnte aber ferner eine kleine, mit neolithischen Kolluvien verfüllte Erosionsrinne identifiziert werden. Somit können hier die konservierten Reste von Spuren neolithischen Ackerbaus postuliert werden. Hinweise auf anthropogene Veränderungen mit noch höherem Alter (frühes Neolithikum) konnten in vergleichbarer stratigrafischer Position innerhalb des Ringwalles (Gebiet B, RKS 3.8) gefunden werden. Da es sich hier um die ältesten Spuren von Ackerbau auf dem Schloßberg handelt und sich zudem im Untersuchungsgebiet keine weiteren zeitgleichen oder ähnlich alten finden, muss hier von den frühesten Anfängen im räumlich sehr begrenzten, lokalen Rahmen ausgegangen werden (vgl. Abb. 88, Kapitel 5.6). Das Postulieren neolithischen Ackerbaus wird auch durch ZEITLER (1994) gestützt, der im Umfeld einer vergleichbaren Höhensiedlung auf dem Plateau des Fränkischen Jura ebenfalls bereits neolithischen Ackerbau nachweisen konnte.

Besonderheiten ergaben sich im Einzugebiet A insofern, als dass hier am Oberhang des Plateaus eine kolluvial verfüllte Hohlform (bzw. Doline) kleinräumiger Ausdehnung ergraben wurde (PG 8), während unweit davon eine vergleichbare Hohlform erwartungsgemäß mit Sanden und Tonen geologischen Alters verfüllt vorliegt (RKS 212, s. Anhang). Keine dieser Formen konnte anhand des oberflächlichen Reliefs erkannt werden. Dieser Sachverhalt wird durch Abb. 92 (Kapitel 5.5) verdeutlicht und unterstreicht die besonderen Faktorenkonstellationen der Bodenerosionprozesse in Karstgebieten (s. Kapitel 2.3 & 5.5).

Profilgrube PG 8 hat sich als eine Art Glücksfall für die Untersuchung herausgestellt. Es handelt sich hierbei um eine kolluviale Verfüllung einer Hohlform, möglicherweise einer aktiven Doline. Die geschichteten Kolluvien konnten genau stratifiziert werden. Zudem konnten zahlreiche Artefakte und Holzkohlen geborgen werden, um weitere Analysen durchzuführen. <sup>14</sup>C-Datierungen ergaben einen Beginn der Kolluviendeposition ab der frühesten Bronzezeit (PG8 W2,5). Weitere Kolluvien datieren in die frühe bis mittlere Bronzezeit sowie Hallstattzeit und Römische Kaiserzeit. Der durch PG 1 belegte neolithische Ackerbau ist in PG 8 nicht fassbar, obwohl eine derart günstige Hohlform alle eingetragenen Sedimente konserviert und nachträgliche Ausräumung auszuschließen ist. Somit kann die Kleinräumigkeit der ackerbaulichen Tätigkeiten im Neolithikum untermauert werden.

Aufgrund der gut fassbaren Abgrenzung der Doline sowie einer exakten Stratifizierung und Datierung der kolluvialen Schichtglieder konnte eine Quantifizierung und

Bilanzierung der bronze- bis römisch-kaiserzeitlichen Bodenerosion am Schloßberg durchgeführt werden (s. Kapitel 5.4).

### 5.3.1.3 Graben und Wall

Der am Schloßberg befindliche Ringwall wurde als Grenze zwischen Einzugsgebiet A und B herangezogen, da er neue Sedimentationsbedingungen geschaffen hat, die für beide Einzugsgebiete bedeutsam sind. Von archäologischer Seite wurden mehrere Schnitte angelegt (HARNEST & SCHAUER 2000, 2002). Anhand bodenkundlicher Untersuchungen sollte den Fragen nachgegangen werden, in welchem Zusammenhang die zum Wallbau verwendeten Materialien mit der Umgebung stehen und inwiefern ein vorgelagerter Graben nachgezeichnet bzw. anhand seiner Füllung zeitliche Einordnungen zu erbringen sind.

#### 5.3.1.3.1 Graben (RKS 11 bis 13 und 234 bis 238)

Unmittelbar dem großen, inneren Befestigungswall vorgelagert findet sich ein bis zu 1 m tiefer Graben. Dieser ist durch Kolluvien quasinatürlich (RKS 11 bis 13, RKS 234 bis 238), zum Teil auch anthropogen durch Steinsetzungen künstlich verfüllt worden (HARNEST & SCHAUER 2000: 522).

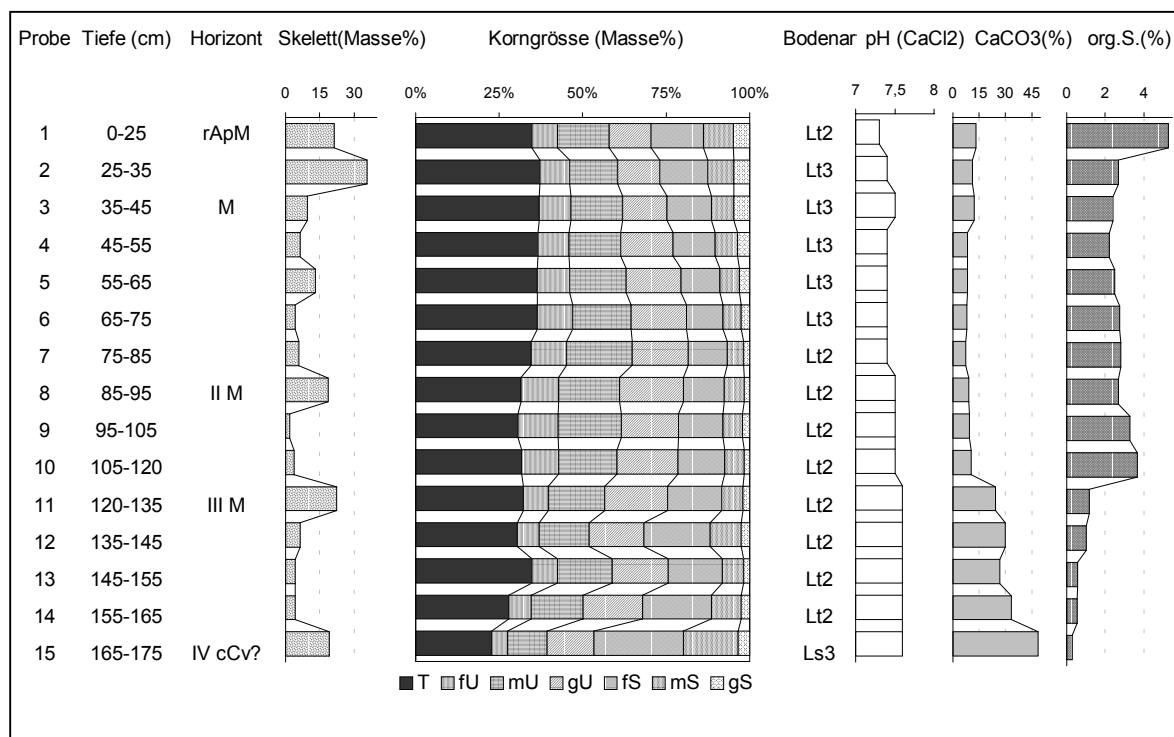
Die Profile 11 bis 13 sowie 234 bis 238 liegen unmittelbar außerhalb (N bis NW) des inneren Ringwalles und somit im Bereich dieses ehemaligen, dem Wall vorgelagerten Grabens. Bei diesen Bodenprofilen handelt es sich vermutlich um Verfüllungen des Grabens. Allerdings (z.B. RKS 236) könnte es sich teilweise auch um kolluviale Verfüllungen natürlicher Hohlformen handeln, die durch karstive Prozesse entstanden sind. Diese Vermutung stammt insbesondere von der Öffnung zweier Suchschnitte im Bereich von RKS 236 und RKS 237 in diesen Graben hinein. Ab ca. 80 cm Tiefe kamen mächtige, unbewegliche Dolomitblöcke mit Durchmessern von zum Teil über 1 m zum Vorschein. Bei ihnen war kaum zu beurteilen, ob es sich nicht auch um anstehenden Fels handeln könnte. Zwischen diesen konnten Kolluvien auch in tieferer Lage erbohrt werden. Es liegt also die Vermutung nahe, dass es sich hier um ein Karstrelief mit Stadien von Lösungshohlformen handeln kann. Zu berücksichtigen ist, dass man sich an der Tiefenlinie in Richtung Vilstal befindet. Diese wird verursacht durch den im Kapitel Geologie beschriebenen Fazieswechsel vom kompetenten, dolomitisierten Massenkalk (Riffkuppel) zum vergleichsweise inkompetenten tafelbankigen Dolomit. In dieser auf dem Plateau noch relativ ebenen Abflussbahn (Trockentälchen) findet sich auch eine unverfüllte Doline mit ca. 3 m Durchmesser und 1,5 m Tiefe. Weiter hangabwärts, im Steilstück des Hanges, entwickelt sich dieses Trockentälchen dann zu einer tiefen Erosionsrinne (s. Abb. 87). Die Lösungsformen können nachfolgend von Kolluvien diskordant überlagert und so morphologisch eingeebnet worden sein. In solchen Hohlformen können ältere Kolluvien im Liegenden konserviert werden.

Um diesen, der Wehranlage vorgelagerten Graben anreißen zu können, wurde auch von archäologischer Seite ein Suchschnitt angelegt (HARNEST & SCHAUER 2000: 522; Schnitt 9). Der Graben war hier flach in das Anstehende eingearbeitet, zeigte jedoch nur kleineres

Dolomitblock-Schuttwerk und erwies sich als fundleer. Eine Rekonstruktion der jüngsten Wallbauphase mit davor liegender Grabenanlage wurde entworfen (HARNEST & SCHAUER 2000: 524, Abb. 15).

### • RKS 236

Bei Profil RKS 236 wurde ab ca. 165 cm vermutlich das Ausgangssubstrat erbohrt. Allerdings war der Übergang zum hangenden Kolluvium III M sehr diffus, da sich beide Schichten relativ ähnlich sind. Holzkohlen, die in III M gefunden wurden, nicht jedoch im cCv sowie stark erhöhte Skelett-, Carbonat- und Sandgehalte, waren differenzierende Kriterien. Dennoch zeigt auch III M hohe Carbonatwerte um 30 % (Abb. 30).

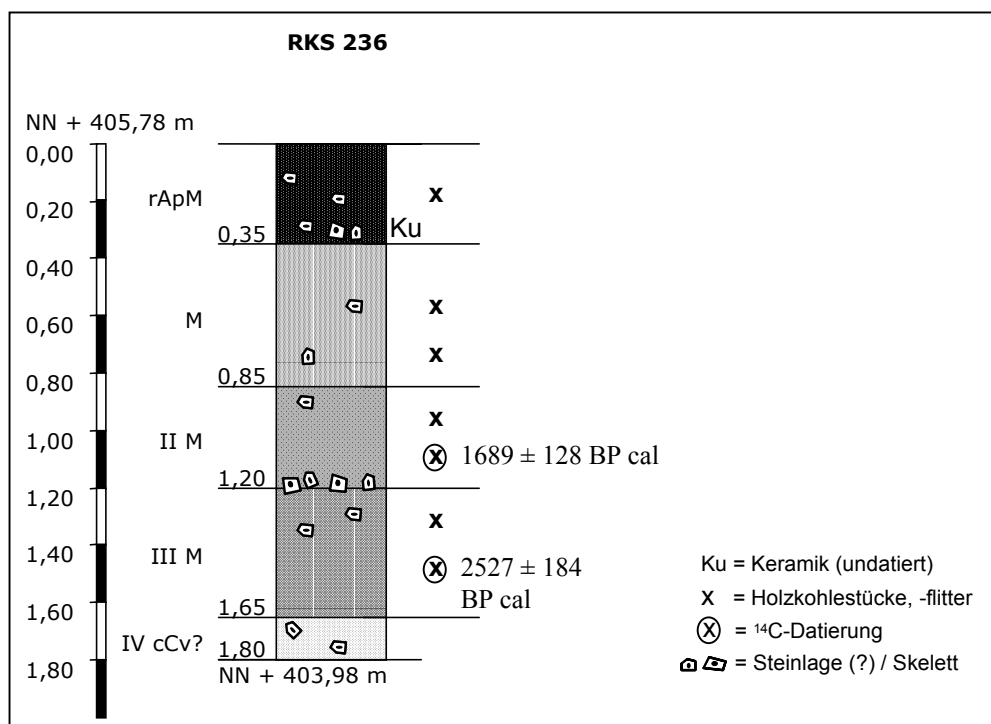


**Abbildung 30:** Laboranalytische Standardwerte RKS 236

Kolluvium II M besitzt mit > 3% ähnlich hohe Werte an organischer Substanz wie auch das oberste, jüngste Kolluvium. Deutlich abgesetzt hingegen, mit Munsell Farben um 10YR 4/6 auch farblich klar zu differenzieren, ist das liegende Kolluvium III M. Eine Ausgliederung von Steinlagen bei etwa 30 und 120 cm, erfolgte nach subjektiver Einschätzung, da diese aus Rammkernbohrungen nur schwer zu beurteilen sind.

## • Datierung

Die Datierungen der kolluvialen Schichten weisen an der Basis in die Frühlatène-, im mittleren Bereich in die römische Kaiserzeit. Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass Kolluvien, insbesondere aus erstgenannter Phase, ansonsten auf dem Schloßberg nicht überliefert sind. Möglicherweise sind hier also wenige Reste einer frühlatènezeitlichen Nutzungsphase konserviert, die seitens der Archäologie zwar häufig postuliert wird (REINECKE 1956; STROH 1975; HARNEST & SCHAUER 2000), geowissenschaftlich aber offensichtlich kaum archiviert wurde. Inwiefern aber kolluvial verfüllte Karsttaschen und nicht ein vorgelagerter anthropogener Graben dafür verantwortlich sind, muss vorerst dahin gestellt bleiben (siehe oben). Dies vor allem auch deshalb, weil die archäologischen Befunde einen zeitlichen Bezug des Grabens zur hölzernen Brustwehr der jüngsten Wallnutzungsphase (Spätantike, Frühmittelalter und jünger) wahrscheinlich machen (HARNEST & SCHAUER 2000: 522). Somit würde eher für das mittlere bzw. obere Kolluvienpaket eine zeitliche Korrelation zur Nutzungsphase sprechen.



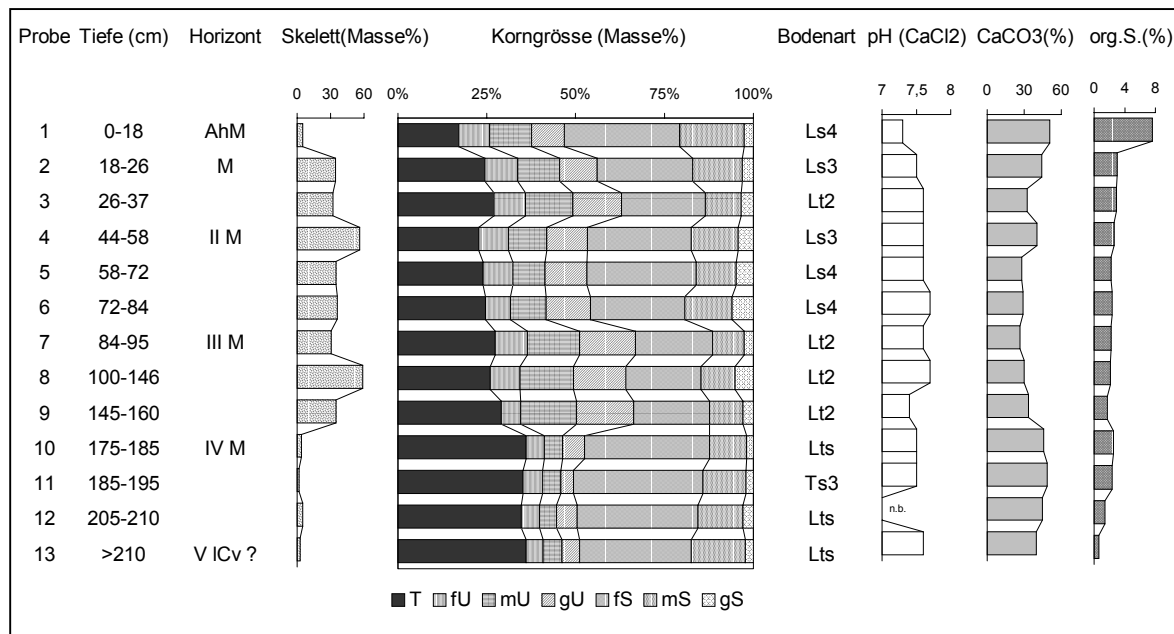
**Abbildung 31:** Zeichnung und Profilbeschreibung RKS 236

**Tabelle 9:** <sup>14</sup>C-Datierungen aus Profil RKS 236

Name + Tiefe (cm)	Labor-nummer	datiertes Material	Radio-karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
RKS 236 - 110	Erl-4137	Holzkohle	1760 ± 44	1689 ± 128	133 AD - 388 AD
RKS 236 - 153	Erl-4138	Holzkohle	2411 ± 62	2527 ± 184	761 BC - 393 BC

### • Profile RKS 11 bis 13

Diese Profile liegen auf der Außenseite des Ringwalles, an einer Einbuchtung seines Verlaufes nach Ost (s. Abb. 17). Durch die Einbuchtung des Walles wird seitens der Archäologie eine ehemalige Torsituation vermutet (vgl. HARNEST & SCHAUER 2000: 525).

**Abbildung 32:** Laboranalytische Standardwerte RKS 11

Die Kolluvien zeigen laboranalytisch eine deutliche Differenzierung in 4 Phasen. Die Laborwerte der einzelnen Phasen sind in sich ähnlich, setzten sich jedoch gegen die anderen Pakete deutlich ab ( Abb. 32). Bei 34 cm konnte undatierbare Keramik geborgen werden, Holzkohlen waren in den Tiefen 50, 90 und 150 cm zu finden.

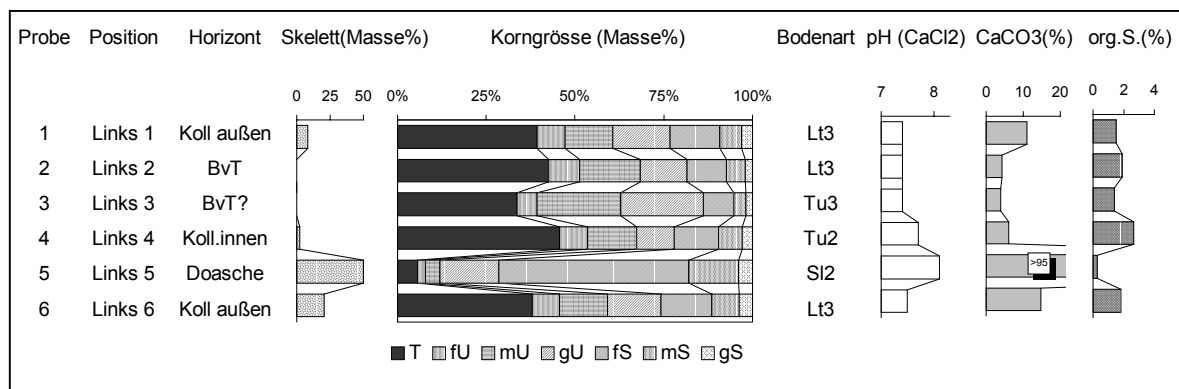
Die mächtigen Kolluvien belegen, dass das Gelände außerhalb des Walls vor Ablagerung dieser Kolluvien 2 m tiefer gelegen war. Bezüglich einer vermuteten Torsituation würde das einen Aufweg oder eine Auffahrt durch dieses Tor an der ohnehin schon stark abfallenden Stelle weiter versteilen. Möglich wäre indessen eine Einbuchtung des Walles

auch aufgrund des bereits angesprochenen geologischen Situation, einem Folgen des natürlichen Stufenverlaufs an der geologisch beschriebenen Grenze unterschiedlicher Dolomitfazies.

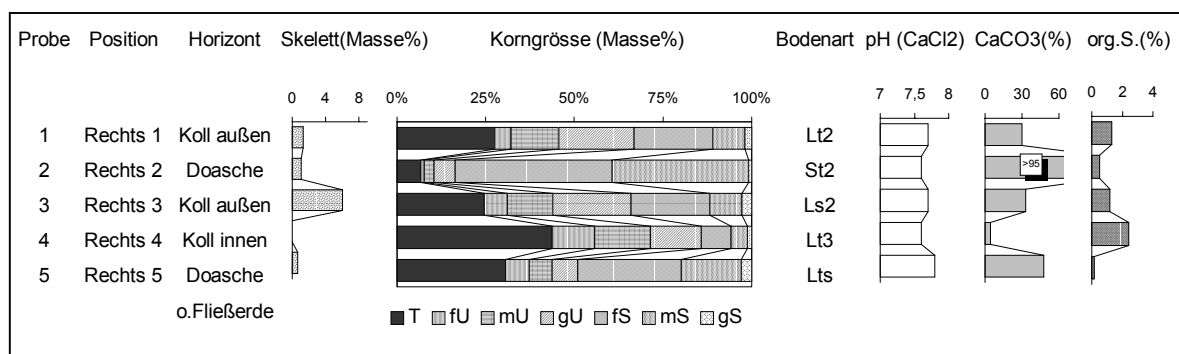
### 5.3.1.3.2 Wall

#### • Aufbau:

Der bis zu 12 m hohe innere Ringwall besteht im Kern grÖtenteils aus Dolomit-Steinsetzungen. Dennoch konnten auch zahlreiche geschichtete Feinsedimente bei den Wallschnitten aufgeschossen werden, mit denen der Wall offensichtlich überkleidet wurde (SCHAUER & HARNEST 2000). Es lag die Vermutung nahe, dass diese dem Bodenmaterial der nächsten Umgebung entstammen. Sie wurden beprobt und laboranalytisch untersucht. Bei den Schnitten handelt es sich um die großen Suchschnitte, über denen an der Wallkrone jeweils auch die Rendzinen auf dem Wall untersucht wurden. Die Tiefenbezeichnungen der Abbildungen beziehen sich auf die Abfolge innerhalb des Walles von oben nach unten bzw. von außen nach innen. Die Horizont-Bezeichnungen beschreiben das jeweilige Material (Abb. 33 und 34).



**Abbildung 33:** Laboranalytische Standardwerte Wall-Schnitt links (ost)



**Abbildung 34:** Laboranalytische Standardwerte Wall-Schnitt rechts (west)



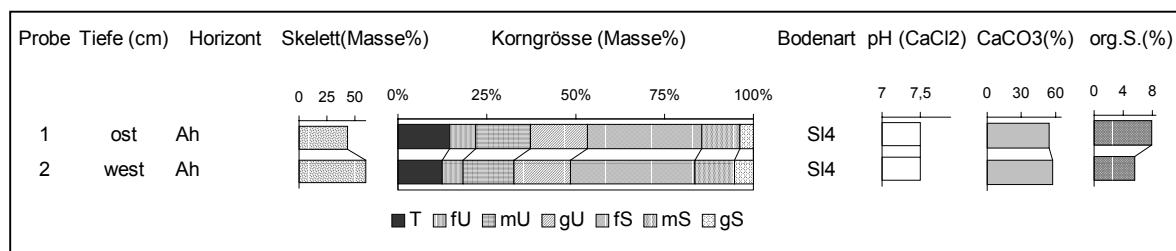
## • Bodenbildungen:

### - Auf dem Wall

Auf den Dolomittfelsen der Wallkrone konnte sich im Laufe der Zeit eine flachgründige Rendzina mit der Abfolge Ah/jcC entwickeln. Die letzte Wallnutzungsphase ist vermutlich in die Spätantike, das Frühmittelalter oder auch in jüngere Zeit zu legen (HARNEST & SCHAUER 2000: 524). Weitere Untersuchungen werden die zeitlichen Angaben weiter eingrenzen können. Dennoch blieb ein Zeitraum von wahrscheinlich mehreren Jahrhunderten für eine Bodenbildung von etwa 15 cm zur Verfügung. Wahrscheinlich war allerdings zur letzten Nutzungsphase bereits Feinmaterial auf der Krone aufgetragen, denn dass sich die Rendzina zu hundertprozent aus den „kahlen“ Dolomittfelsen entwickeln konnte, muss eher bezweifelt werden.

Es wurden 2 Profile zur Laboranalyse herangezogen: Ein westliches, an der Krone am Westende des Walls sowie ein südöstliches, an der Einbuchtung des Wallverlaufs.

Die Analysen zeigen bei beiden Profilen vergleichbare Daten. So sind zum Beispiel erwartbar hohe Skelett-, Sand- und Carbonatgehalte zu finden. Die Anteile an organischem Kohlenstoff liegen allerdings sehr hoch, wodurch eine quasinatürliche, initiale Entwicklung aus Fels, ohne das Zutun des Menschen nahezu ausgeschlossen werden kann.



**Abbildung 35:** Laboranalytische Standardwerte Ah auf Wall

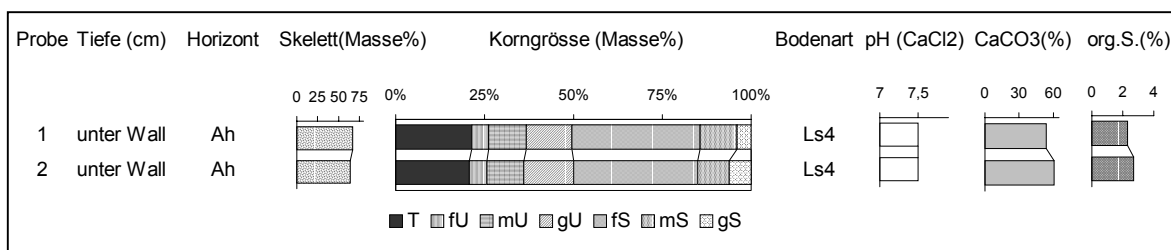
### - Ah unter Wall

An zwei Stellen konnte der Wall bis zur Basis des anstehenden Dolomittfelses geschnitten werden. An der östlichen Stirnseite, am Fahrweg zur Burg, konnte unterhalb des Walls ein schwarzhumoser Horizont beobachtet werden. Es lag die Vermutung nahe, dass es sich hier um den konservierten nativen Boden vor Errichtung des Walls handelte (HARNEST & SCHAUER 2000). Auch am Grund des äußeren Wall es wird eine ähnliche Schicht von STROH (1975) beschrieben. Dort finden sich allerdings auch Hinweise auf Reste von Terra Fusca-Böden (s. Foto Anhang A 21).

Die Ah-Horizonte, die am Grund des Walls zu finden waren, sind etwa 10 - 15 cm mächtig. Eine <sup>14</sup>C-Datierung seitens der Archäologie konnte mangels humosem Material nicht durchgeführt werden. Möglicherweise wird eine Nachdatierung zum Erfolg führen. Es wurde eine Pollenbeprobung durchgeführt, um möglicherweise eine nähere Charakterisierung von Alter und Umwelt zu bekommen. Die Proben erwiesen sich jedoch nicht als pollenführend.

Auffällig ist, dass im Vergleich zu den Rendzinen auf dem Wall die Gehalte an organischer Substanz sehr stark zurückliegen, obwohl die Farben ähnlich schwarz scheinen. Die Gehalte an Skelett liegen ähnlich hoch, wie die Carbonat- und Sandgehalte (Abb. 36).

Zusammenfassend muss stark bezweifelt werden, dass es sich hier um einen nativen Boden handelt. Vielmehr könnte es sich auch um einen künstlichen Auftrag vor Errichtung des Walls handeln. Zudem liegt eine klare Stratigrafie des Walls noch nicht vor, was die Aussagen zusätzlich erschwert.



**Abbildung 36:** Laboranalytische Standardwerte Ah unter Wall

### 5.3.1.3.3 Zusammenfassung der Befunde an Gräben und Wall

Der Wall selbst wurde an mehreren Stellen beprobt und laboranalytisch untersucht. Bei einem flachgründigen, schwarzen Horizont an seiner Sohle handelt es sich vermutlich nicht um einen nativen Boden, wie er vor einer Errichtung des Walles zu erwarten gewesen wäre. Dies zeigen Vergleiche mit Bodenprofilen innerhalb und außerhalb des Walls. Schon vor der Errichtung des Walls war der Boden also stark anthropogen beeinträchtigt, möglicherweise komplett erodiert und durch künstlich aufgetragenes Bodenmaterial ersetzt. Der Wall selbst zeigt, dass die Felssetzungen zum Teil mit lockeren Feimaterialien überkleidet wurden. Es handelt sich dabei um Bodenmaterial der näheren Umgebung. Verwendet wurden schwarze, hortisolbürtige Kolluvien von Gebieten innerhalb des Walls, bräunliche Kolluvien von Gebieten außerhalb des Walls, toniges BvT-Material der Terra Fusca-Böden sowie reine Dolomitasche. Mit diesen Materialien wurde die aus Dolomit-Felsblöcken bestehende Walschüttung Schicht für Schicht überkleidet.

An der Außenseite des Walles wurden verschiedene Kolluvial-Profile (11-13 & 234 - 238) erbohrt. Sie machen den Verlauf eines Grabens vom nördlichen Wallende (Aufweg zur Burg), dem Wall entlang, bis zu einer Einbuchtung, an der seitens der Archäologie eine Torsituation vermutet wird (HARNIST & SCHAUER 2000: 525), durchaus plausibel. Wenige Meter in Richtung vom Wall weg keilen diese Kolluvien nämlich nahezu schlagartig aus so dass nur noch rAp / C Profile zu beobachten sind. Die Mächtigkeiten der Kolluvien erreichen von SW nach NO: 190 cm (RKS 11), 75 cm (RKS 13), 85 cm (RKS 234), 165 cm (RKS 236), 145 cm (RKS 237) und 125 cm (RKS 238). Das Öffnen von Schürfgruben ist zwar in Nähe archäologischer Denkmäler vor allem per Hand günstig, da die Hoffnung besteht zahlreiche Keramik und andere datierbare Artefakte bergen zu können (BORK 1988: 11). Die wenigen Artefakte, die aus den obersten 80 cm Kolluvium der von Hand

gegrabenen Suchschnitte geborgen wurden, konnten jedoch keinen kulturgeschichtlichen Phasen zugeordnet werden.

Aus Profil RKS 236 wurden Holzkohlen aus den 165 cm mächtigen Kolluvien <sup>14</sup>C-datiert. Sie weisen in Frülätene- und Römische Kaiserzeit. Dass allerdings Hohlformen, entstanden durch Karbonatlösungsprozesse (Karsttaschen) ältere Kolluvien im Liegenden konservieren können und Grabentiefe bzw. Zeitstellung relativieren, sollte berücksichtigt werden.

#### 5.3.1.4 Unterhang (Vilsaue 1 - 15)

Vom Plateau zum Auenbereich der Vils führt ein steiles Erosionskerbtal mit ca. 50 m Höhendifferenz auf kurzer Distanz hinab (s. Abb. 17). Sondagen haben ergeben, dass in diesem keine korrelierten Sedimente zu finden sind.

Am Ausgang dieses Tälchens quert eine Straße und es liegt lockere Bebauung durch Häuser vor. Die Grabungen hatten allerdings genügend Abstand und wurden dadurch nicht beeinflusst. Jenseits der Straße findet sich südöstlich ebenfalls Bebauung, so dass dieses Gebiet erst unterhalb der Straße und halbseitig in Richtung südwest untersucht werden konnte.

Rammkernbohrungen am Übergangsbereich Hangfuß - Vilsaue bestätigten mächtige kolluviale Ablagerungen. Dieser kolluviale Schwemmfächer wurde untersucht, um Stratigrafie, Ausdehnung und Verzahnung mit Vilsedimenten und etwaige Sediment-Ablagerungsbilanzen erfassen zu können.

#### • Profilgrube VA 1 (Foto s. Anhang A 17 )

Das im Folgenden beschriebene Profil stellt eine Kombination von Profilgrube und Rammkernsondierung dar. Deshalb wird zum Teil die Bezeichnung VA 1, zum Teil aber auch PG VA 1 verwendet

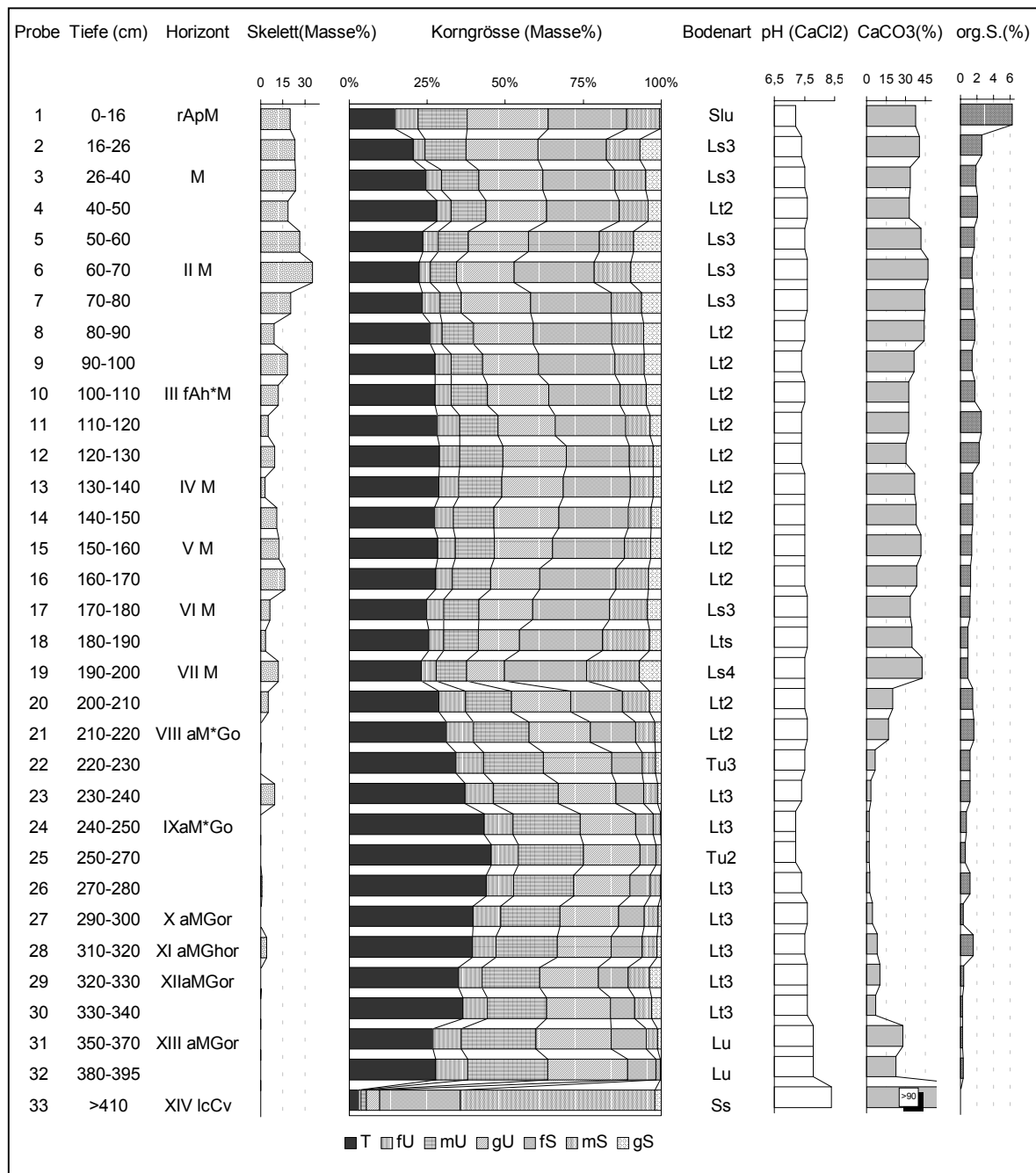
Das Profil zeigt eine deutliche Dreiteilung in liegende Sande, Auenlehme und hangende Kolluvien (vgl. Abb 37). Mit > 210 cm Kolluvium liegt eines der mächtigsten Kolluvialprofile des Untersuchungsgebietes vor.

Bei der Rammkernsondierung konnten zwar keine Flussschotter erbohrt werden. Die in VA 5 und VA 8 belegte, direkt über den Schottern folgende Sandschicht (VA 1, Probe 33) mit über 90 % Sandgehalt und einem Mittelsandmaximum dokumentiert jedoch das Durchteufen des gesamten Profils. Die Sande stellen die Basis der Auenlehme dar. Ein „schwarzer Auenboden“ bzw. eine Kalkmudde, wie sie in manchen anderen Profilen dieses Bereichs in Resten vorliegt, fehlt.

Hangend folgen schwach carbonathaltige Auenlehme (VA1, Proben 32 bis 21) verschiedener Ausprägung. Sie setzen im unteren Bereich des Profils mit höheren Schluffgehalten ein (Probe 31 & 32), die weiter nach oben zugunsten der Ton- und Sandgehalte abnehmen (z. B. Sandgehalte um 20% bei Probe 29). Unter Abnahme der Sandgehalte bis < 10 % gehen sie weiter in feine Auenlehme mit Tongehalten von

teilweise > 40% (Proben 24-27) über. Zum Teil sind sie unterschiedlich stark reduziert, oxidiert oder auch konkretioniert. Im Profil VA 1 sind sie immer frei von Holzkohle und Artefakten. Bei ca. 210 cm Tiefe ist ein Verzahnungsbereich mit darüberliegenden Kolluvien festzustellen (vgl. Korngrößenspektrum und andere Laboranalysen).

Über den Auenlehmen folgen dann, deutlich von diesen unterscheidbar, durchgehend bis zur GOK Kolluvien. Sie sind stärker skelett- und carbonathaltig, generell von größerer Körnung und besitzen zahlreiche Artefakte und Holzkohlen.



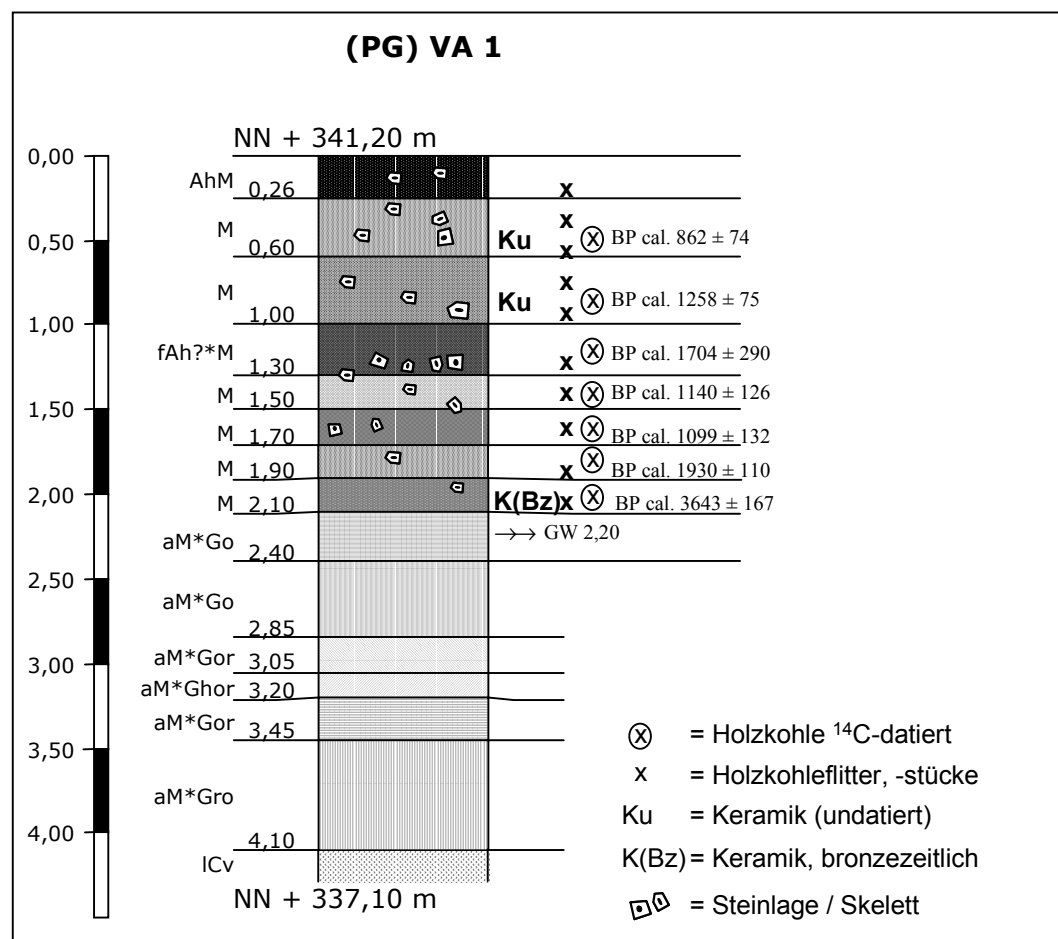
**Abbildung 37:** Laboranalytische Standardwerte (PG) VA 1

Wie auch an den anderen Stellen sind die Schotter und Sandlagen der Profilbasis vermutlich ins Spätglazial zu stellen. Mit den Datierungen der bei 210 cm einsetzenden Kolluvien sind die Auenlehmepakete ferner durch ein Mindestalter und ein Höchstalter bestimmt. Mit einem Einsetzen der Auenlehmsedimentation ist jedoch nicht vor dem Neolithikum zu rechnen. Eher ist sie weit jünger, da Verzögerungen von mehreren hundert bis tausend Jahren durch Zwischendeposition auftreten können (vgl. NILLER 1998). Für diese Auensedimente kann somit ein Alter zwischen Neolithikum und früher bis mittlerer Bronzezeit vermutet werden.

Durch erste Datierungen (VA 1) wurde die hohe Bedeutung des Profil erkannt und so die Aufgrabung einer Profilgrube (PG VA 1) bis zur Basis der Kolluvien vorgenommen. An der Profilwand zeigten diese eine besser erkennbare Differenzierung, wodurch eine detaillierte Stratifizierung der Kolluvien möglich wurde. Sie wird im Folgenden vorgestellt (vgl. Abb. 38 & Foto Anhang A 17).

#### • Stratifizierung der Kolluvien & Datierungen:

Nach Farbe, Körnung, Gehalte an Skelett, organischer Substanz und Carbonat wurden an der Profilwand insgesamt 7 kolluviale Schichtglieder ausdifferenziert.



**Abbildung 38:** Zeichnung des Profils (PG) VA 1

Die Kolluvien (M) setzen mit einer stark keramik- und holzkohlehaltigen Lage ein (VII M). Aus den Proben 19 - 21 konnten mehr als 10 Stücke Feinkeramik geborgen werden. Sie konnten alle als bronze- oder urnenfelderzeitlich eingegrenzt, aufgrund fehlender Randscherben jedoch nicht näher datiert werden. Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Holzkohle aus derselben Schicht ergab ein früh- bis mittelbronzezeitliches Alter. Dieses repräsentiert den Beginn der Kolluvienablagerung an dieser Stelle des Hangfußes.

Das hangende Kolluvium (VI M) ist heller (10YR 3/6) und enthält weniger Holzkohlen. Es wurde bei 182 cm durch  $^{14}\text{C}$  auf mittlere Römische Kaiserzeit datiert. Dies bedeutet, dass hier eine zeitliche Lücke von ca. 1500 Jahren nicht archiviert wurde. Kolluvien dieser Zeitphasen liegen an anderen Stellen des Gebiets jedoch vor.

Nach oben folgen die dunkleren Kolluvien V M und IV M mit Munsell Werten um 10YR 3/3 bzw. 10YR 4/3. Auch sie sind weniger holzkohlereich als die liegenden Kolluvien.  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ergaben Alter von Karolingerzeit bis Hochmittelalter.

**Tabelle 10:**  $^{14}\text{C}$ -Datierungen VA 1 und Nachdatierungen PGVA 1

Name + Tiefe (cm)	Labor-nummer	datiertes Material	Radio-karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
VA 1 - 49	Erl-2763	Holzkohle	972 $\pm$ 29	862 $\pm$ 74	1014 AD - 1161 AD
VA 1 - 85	Erl-2764	Holzkohle	1370 $\pm$ 38	1258 $\pm$ 75	617 AD - 767 AD
PG VA 1- 118	Erl-4282	Holzkohle	1798 $\pm$ 130	1704 $\pm$ 290	44 BC - 535 AD
PG VA 1- 145	Erl-4281	Holzkohle	1227 $\pm$ 49	1140 $\pm$ 126	684 AD - 937 AD
PG VA 1-165	Erl-4280	Holzkohle	1172 $\pm$ 52	1099 $\pm$ 132	719 AD - 982 AD
PG VA 1-182	Erl-4279	Holzkohle	1974 $\pm$ 49	1930 $\pm$ 110	90 BC - 129 AD
VA 1 - 212	Erl-2765	Holzkohle	3390 $\pm$ 42	3643 $\pm$ 167	1860 BC - 1526 BC

Von 100 - 130 cm wurde ein dunkles (10YR 3/2), mäßig humoses Kolluvienpaket ausdifferenziert, aus dem Holzkohle auf 1704  $\pm$  290 BP cal. datiert wurde. Es ist skeletthaltig und nahezu holzkohlefrei, mit Werten um 2,5 % aber dennoch halbwegs reich an organischer Substanz. Diese stammt demnach vor allem von Huminstoffen und nicht von Holzkohlen. Es kann allerdings nicht sicher entschieden werden, ob dieses Kolluvium eine schwache Bodenbildung an Ort und Stelle und somit eine geomorphodynamische Stabilitätsphase geringer Zeitdauer repräsentiert, oder aber bereits humos zur Ablagerung kam. Vergleichsweise leicht erniedrigte Carbonatgehalte deuten ebenfalls auf einsetzende Entkalkung im Sinne von Bodenbildung hin. Der Horizont wurde als möglicher fAh?\*M bezeichnet.

Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Holzkohle bei 118 cm ergab eine Einstufung in die späte Römische Kaiserzeit. Dies bedeutet jedoch, dass hier ein älteres Kolluvium über einem jüngeren liegt. Auch die Datierung von Holzkohle aus II M (bei 85 cm) ergab mit frühem Mittelalter ein höheres Alter als es Holzkohlen aus IV M und V M aufweisen. Das jüngste Alter besitzt mit Hochmittelalter letztlich Holzkohle aus 49 cm Tiefe (M)

## • Inversion in PG VA 1

Innerhalb des Profils PGVA 1 ergab sich somit eine zeitliche Inversion der Kolluvien. Die Datierung dreier Holzkohleproben dokumentierte zunächst eine einwandfreie Abfolge der Kolluvien von alt nach jung (212 cm = BZ, 85 cm = frühes MA; 60 cm = Hoch-MA). Weitere Zwischendatierungen bei 182cm, 165 cm, 145 cm und 118 cm ergaben jedoch Konfusionen und belegten eine zeitlich invertierte Abfolge des Profils.

Eine Erklärung kann sicherlich eine Zwischendeposition von Kolluvien am Mittel- oder Oberhang sein. Gerade im Karst zahlreich auftretende Hohlformen stellen ein hohes Potenzial für Zwischenlagerung von Kolluvien bereit. Sind diese verfüllt, können Kolluvien darüber hinweg transportiert und am Hangfuß abgelagert werden.

Erst nach gewisser Zeit, mit Tieferlegung der Oberfläche oder beschleunigter (Tiefen-) Erosion in diese Zwischenlager, werden dann auch ältere Kolluvien wieder aufgearbeitet. Als Folgen für kolluviale Schwemmfächer am Hangfuß, in der Regel gut geeignete kolluviale Archive, treten dann zeitliche Inversionen auf, wenn ältere Kolluvien erneut aufgearbeitet werden und über jüngeren in tieferer Hangposition deponiert werden. Dieser Fall, eine Betrachtung der Kolluvienverlagerung in nahezu separaten Paketen, würde immer noch den Zeitpunkt des ersten Abtrags der Kolluvien erfassbar machen und somit eine zeitliche Angabe über die zugehörige Ackerbau- bzw. Landnutzungsphase ermöglichen.

Noch problematischer und kaum zu erfassen sind jedoch Prozesse, bei denen Kolluvien von zu einem bestimmten Zeitpunkt stattfindender Bodenerosion, mit erneut aufgearbeiteten, älteren Kolluvien der Zwischenlager vermischt und dann abgelagert werden. Die Folge wären mit verschiedenen alten Kolluvien und ihren verschiedenen alten Holzkohlen und Artefakten durchmischte Schichtglieder an tieferen Hangpositionen.

Eine im Regelfall durchgeführte  $^{14}\text{C}$ -Datierung mit einer Datierung pro Schichtglied kann demnach das Wirkungsgefüge solcher Prozesse nicht auflösen. Man könnte zwar immer noch interpretieren, dass die Schicht zumindest den Zeitpunkt der Ablösung datiert, wie im ersten Fall beschrieben. Würden allerdings mehrere  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus ein und derselben Schicht verschiedene  $^{14}\text{C}$ -Alter zeigen, wäre eine Annahme wie im zweiten Fall wahrscheinlich, bei dem verschieden alte Kolluvien durch Zwischendeposition und erneuter Aufarbeitung vermischt wurden.

Ein Beispiel für eine solche Depositionsmöglichkeit am Oberhang ist mit PG 8 gefunden worden. Auch in anderen Naturräumen treten periglaziale Hohlformen und Dellen auf, die zunächst verfüllt werden. (vgl. THIEMEYER 1989; NILLER 1998).

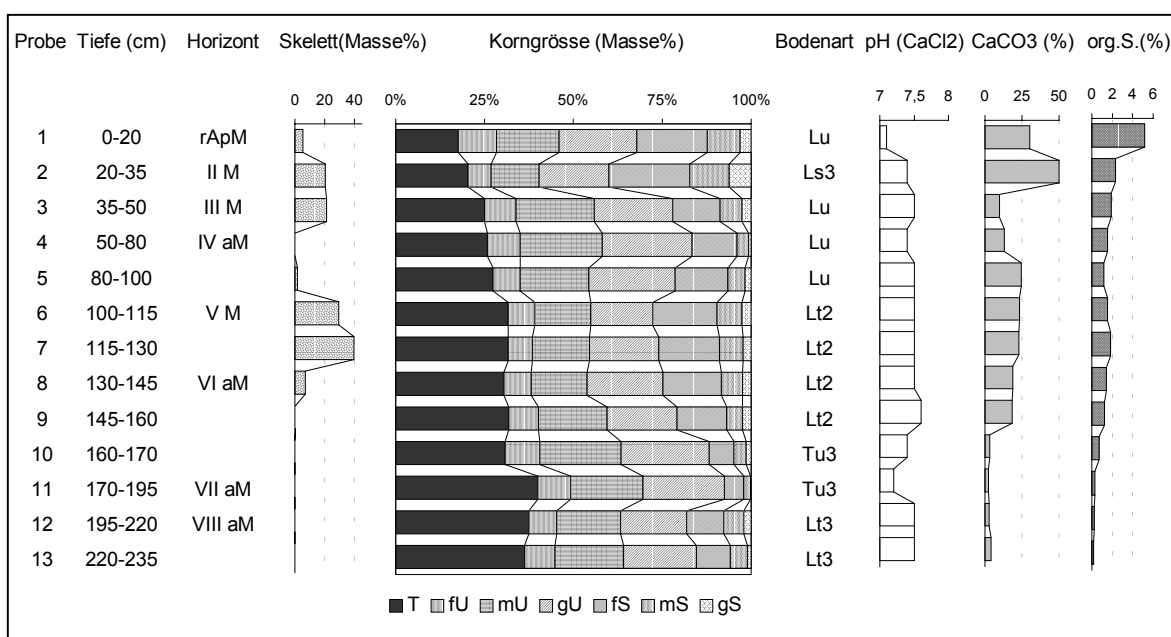
Es bleibt festzustellen, dass eine Umkehrung an solcher Position nichts Ungewöhnliches darstellt. Das stratigrafisch detailliert gegliederte Kolluvialprofil PG VA 1, das durch viele  $^{14}\text{C}$ -Datierungen belegt, einen Zeitraum von etwa 3000 Jahren archiviert, verliert dadurch allerdings an Aussagepotenzial. Es wird hier ein Beispiel vor Augen geführt, bei dem innerhalb eines Rammkernprofils drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen eine scheinbare zeitliche Ordnung vortäuschen, die durch weitere Datierungen widerlegt wurde. Selbst drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen können in Kolluvien an ungünstigen Standorten also noch keine definitiv ausreichende Sicherheit liefern.

### • RKS VA 4

5 m von PGVA 1 in Richtung Vils liegt Profil VA 4. Das Profil zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von Kolluvien und Auen-sedimenten aus. Durch diese Verzahnung erscheinen Übergänge zum Teil unscharf.

Talauenschotter oder Sande konnten nicht erbohrt werden.

An der Basis finden sich unterschiedliche, relativ tonige Auenlehm-pakete mit geringem Carbonatgehalt (Proben 13-9). Es folgen nach einer Übergangslage (Probe 8) skelett- und carbonatreiche Kolluvien, die Holzkohleflechter führen (Proben 7&6). Erneut durch Auenlehme abgelöst (Proben 5 & 4) folgen in Richtung GOK wieder carbonat- und skelettreiche Kolluvien. Sie führen bei ca. 50 cm glasierte Keramik. Eine Korrelation mit anderen Vilsauenprofilen ist in Abbildung 42 dargestellt.



**Abbildung 39:** Laboranalytische Standardwerte VA 4

### • RKS VA 5

Weitere 5 m hangab Richtung Vils findet sich VA 5. An diesem Profil konnten ab 260 cm spätglaziale Talauenschotter der Vils und darüber eine 20 cm mächtige Sandlage erbohrt werden. Diese wurde mit den Sandlagen von VA 1, VA 8 und VA 15 korreliert. Die hangenden Auen-sedimente zeigen wechselnde Korngrößenzusammensetzungen. Die Proben 10 - 8 waren aufgrund der ähnlich hohen Tongehalte korrelierbar mit Auenlehm-en der anderen Profile. Letzte Ausläufer des Schwemmfächers konnten lediglich in den obersten 30 cm mit Kolluvien ausdifferenziert werden.



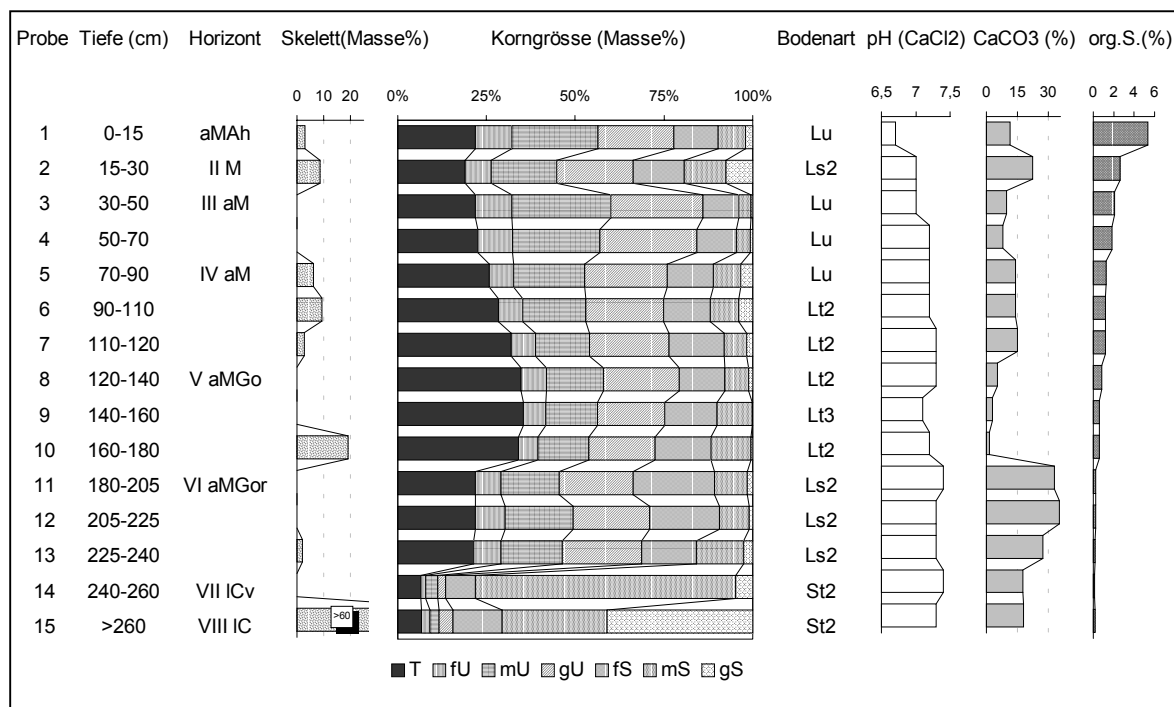


Abbildung 40: Laboranalytische Standardwerte VA 5

### • RKS VA 8

Am tiefsten Punkt der Vilsaue dieser Catena liegt in 10 m Abstand von VA 5 Profil VA 8. Die Kolluvien des Schwemmfächer sind hier vollständig ausgekeilt.

Die Sande und Schotter werden erneut überlagert von Auenlehmen verschiedener Ausprägung (Abb. 41). Das Profil wurde mit den anderen korreliert (s. Abb. 42).

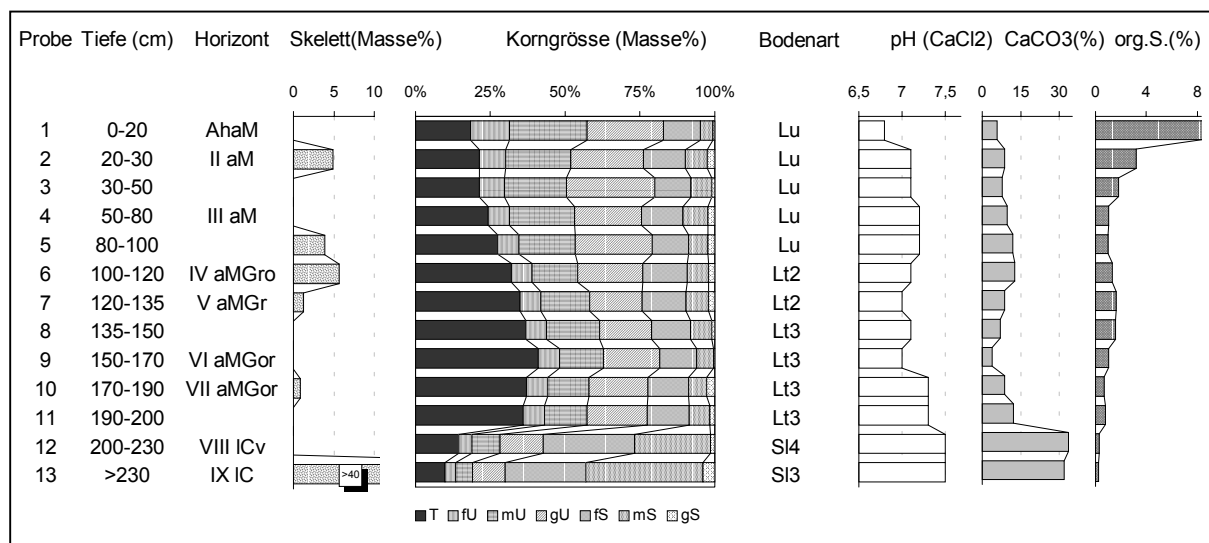


Abbildung 41: Laboranalytische Standardwerte VA 8

- **RKS VA 15**

In unmittelbarer Nähe zur Vils erhöht sich das Gelände ein wenig. Auf diesem Uferwall wurde Profil VA 15 erbohrt. Auch die Vega VA 15 zeigte lediglich Auenlehme verschiedener Zusammensetzung und Ausprägung. Es wurde eine Profilaufnahme erstellt, auf Laboranalysen wurde verzichtet. Eine Einordnung des Profils in den Schnitt durch die Vilsaue zeigt Abbildung 42.

### 5.3.1.5 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang

Trotz der enormen Reliefunterschiede und der Enge des Vilstals konnte sich am Übergang vom Hangfuß zur Vilsaue ein kolluvialer Schwemmfächer ausbilden können. Dieser wurde anhand einer von der Schwemmfächerwurzel fortgesetzten Catena des Ober- und Mittelhanges untersucht.

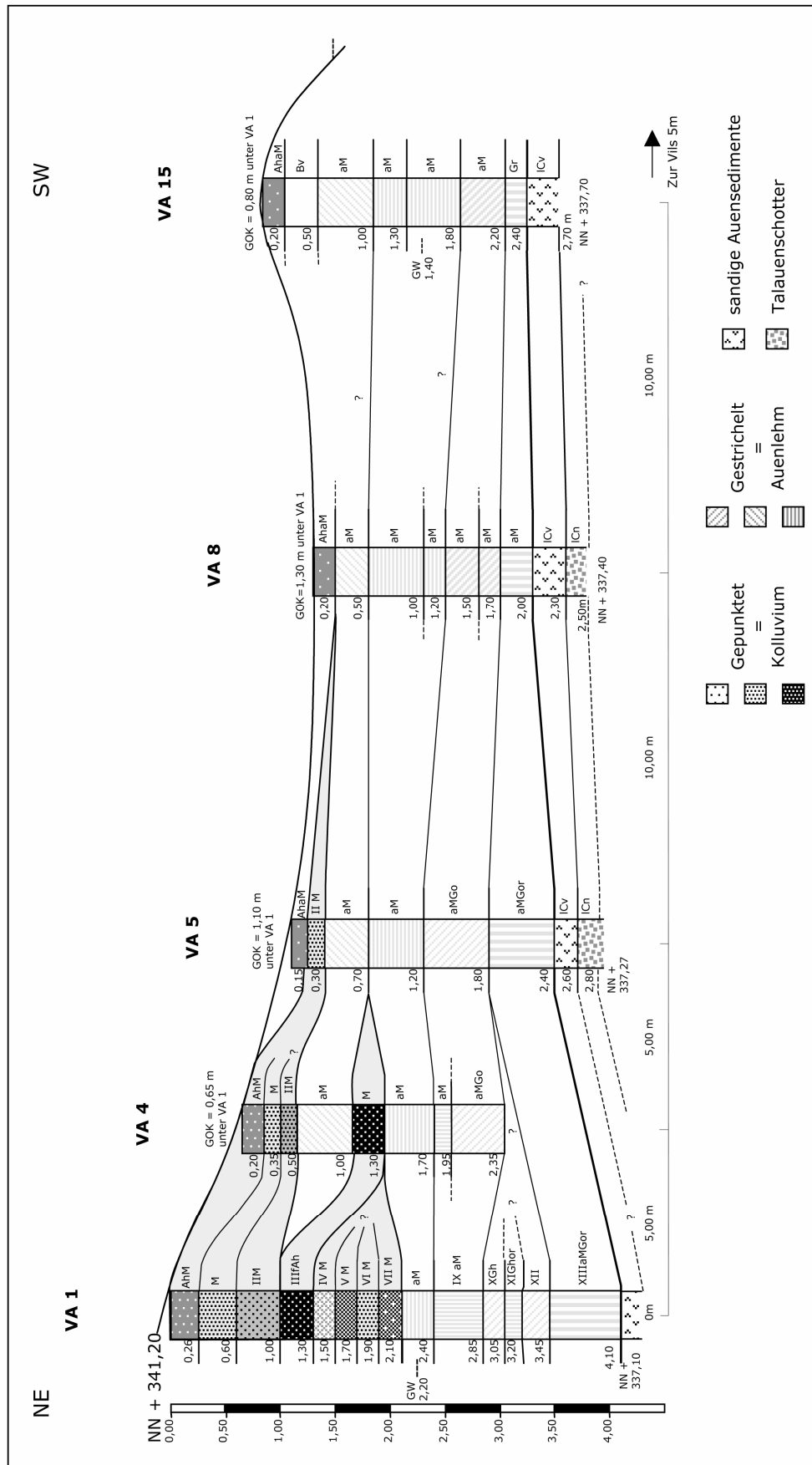
Rammkernbohrung VA 1 zeigte eindeutig etwa 210 cm mächtige Kolluvien. Aufgrund von drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die von unten nach oben eine Zeitspanne von früher Bronzezeit bis hin zum Hochmittelalter umfassten und somit weitere aussagekräftige Ergebnisse erwarten ließen, erfolgte eine Aufgrabung bis hin zur Basis der Kolluvien, um diese exakt stratifizieren zu können. Zahlreiche Rammkernbohrungen sollten die Ausmaße des Schwemmfächers genau dokumentieren und mit weiteren vier  $^{14}\text{C}$ -Datierungen sollten alle im Profil VA 1 vertretenen Zeitscheiben erfasst sowie eine präzise Ablagerungsbilanz erstellt werden.

Die nachträglichen Datierungen brachten jedoch Inversionen der kolluvialen Serien zu Tage. Von der Aufstellung einer erhofften Ablagerungsbilanz wurde deshalb Abstand genommen.

Gefahren der Fehleinschätzung von archivierten Kolluvien und ihrem Wirkungsgefüge, vor allem in Unterhangposition von Karstlandschaften, werden durch PG 1 in Verbindung mit Profilgrube 8 am Oberhang vor Augen geführt. Mögliche Wirkungsgefüge, die insbesondere in Karstlandschaften zu diesem Resultat führen, werden diskutiert (s. Profil VA 1).

Wenn auch eine ungestörte Abfolge der Kolluvien verworfen werden musste, dokumentiert dieser kolluviale Schwemmfächer dennoch ackerbauliche Nutzung in seinem Einzugsgebiet, dem südwestlichen Schloßberg-Plateau in verschiedenen Zeitscheiben (vgl. Abb. 88). Die Artefakte und insbesondere die zahlreichen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen belegen dies mindestens von der frühen Bronzezeit, über Römische Kaiserzeit, Frühmittelalter und Karolingerzeit bis hin zum Hochmittelalter in den obersten kolluvialen Serien. Ablagerungen, die in die Spätbronze-, Hallstatt- und Laténezeit verweisen fehlen jedoch.

Ein weitgehend holzkohlefreies Kolluvium aus (PG)VA 1, mit Werten um 2,5 % dennoch mäßig reich an organischer Substanz und damit ein huminstoffehaltiges Kolluvium könnte möglicherweise als geomorphodynamische Stabilitätsphase, zumindest von kurzer Dauer angesprochen werden. Die Holzkohlen datieren in die späte Römische Kaiserzeit. Allerdings kann nicht geklärt werden, ob dieses Kolluvium bereits humos zur Ablagerung kam oder nachträglich durch Bodenentwicklung an Humusgehalt zugenommen hat. Die auftretende zeitliche Inversion im Profil verkompliziert eine Einschätzung zusätzlich.



**Abbildung 42:** Schnitt Vilsau VA 1-15 -  
Verzahnungsbereich kolluvialer Schwemmfächer - Vilsau

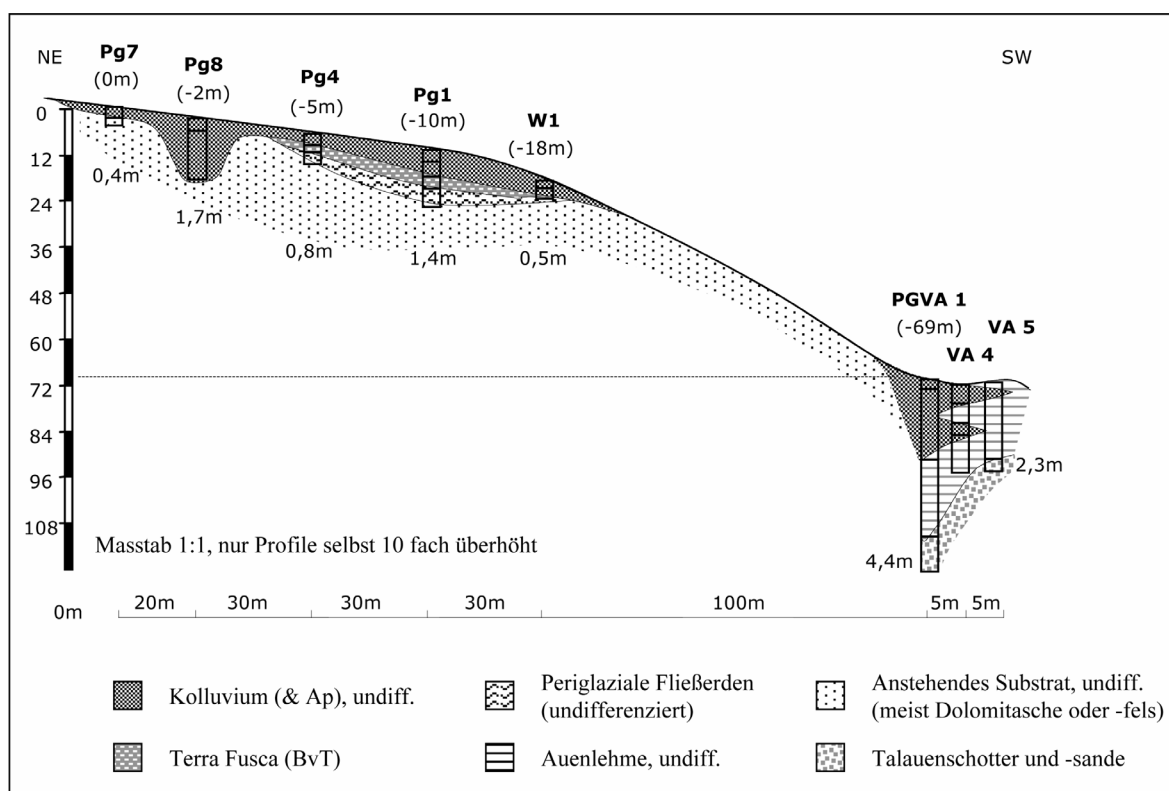
Zudem existieren auch aus anderen Kolluvien des Untersuchungsgebietes  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die in die Römische Kaiserzeit weisen.

Eine Korrelation im Verzahnungsbereich Kolluvien-Auenlehme erwies sich als nicht unproblematisch, da zahlreiche Schichtglieder der Kolluvien, wie auch Auenlehme auskeilen, Grenzen zum Teil unscharf „verschwimmen“ und so eine Zuordnung erschweren. Dennoch konnte in Abbildung 42 aufgrund des Geländebefundes, unterstützt durch Laboranalysen (Kohlenstoff-, Carbonat-, Skelettgehalt, Körnung), die Situation dieser Verzahnung festgehalten werden.

Aus dem Profil VA 1 wurden zahlreiche Holzkohlen zur Analyse durch Anthrakologie gewonnen (Kapitel 5.7). Untersuchungen zur Stratifizierung der Auensedimente anhand Schwermetallgehalten, die in Verbindung mit dem mittelalterlichen Erzbergbau der Region gebracht werden könnten, werden im Kapitel 5.6 diskutiert.

### 5.3.1.6 Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet A

Die Catena gliedert sich in mehrere Reliefabschnitte auf. Diese werden am Anfang des Kapitels beschrieben und in Abbildung 43 nochmals dargestellt.



**Abbildung 43:** Schnitt Catena A - A' (Verlauf der Catena s. Abb. 17)

Die zahlreichen Profilgruben und Rammkernsondierungen wurden bodenkundlich aufgenommen und fließen in eine Bodenkarte (Abb. 87, Kapitel. 5.2.4) sowie Querschnitts-Profile (jeweils am Ende der Abschnitte) mit ein.

Neben Fließerden und Resten der *Terrae Fuscae*, die auf dem Plateau hangab gegen flachere Hangpartien hin an Mächtigkeit gewinnen, wurden zahlreiche Kolluvienablagerungen aufgefunden. Vor allem PG 8 und PG 1 am Oberhang sowie ein kolluvialer Schwemmfächer am Hangfuß (PG)VA 1 müssen hervorgehoben werden. Die Ergebnisse aus den Oberhang- sowie den Unterhang-Profilen wurden am Ende der Reliefabschnitte bereits zusammengestellt.

Zusammengenommen werden in Catena A-A' Ackerbauphasen und somit Eingriffe in den Naturhaushalt bestens dokumentiert.

Aus PG 1, im südwestlichsten Abschnitt des Plateaus wurden Holzkohlen aus einer kolluvial verfüllten Erosionsrinne und dem BvT-Horizont ins Neolithikum datiert. Zu den diskordant liegenden Kolluvien hat sich ein Hiatus von etwa 4000 Jahren ergeben. Anhand der Befunde muss von den frühesten Anfängen neolithischen Ackerbaus im räumlich sehr begrenzten, lokalen Rahmen ausgegangen werden (vgl. Karte 88, Kapitel 5.3.6). Untermauert wird der Befund durch ZEITLER (1994), der im Bereich einer naturräumlich vergleichbaren Höhensiedlung der Fränkischen Alb auch auf der Hochfläche bereits neolithischen Ackerbau nachweisen konnte (s. Tab. Anhang A 6).

Mit Profilgrube PG 8, wahrscheinlich einer aktiven Doline, konnte ein nahezu ideales Kolluvialarchiv gefunden werden. Es kann davon ausgegangen werden, dass eine derart günstige Hohlform alle eingetragenen Sedimente konserviert hat und nachträgliche Ausräumung auszuschließen ist. Zudem ist eine exakte Abgrenzung des Ausmaßes der Deposition möglich. Die geschichteten Kolluvien konnten genau stratifiziert werden. <sup>14</sup>C-Datierungen ergaben einen Beginn der Kolluviendeposition ab der frühesten Bronzezeit (PG8 W2,5). Weitere Kolluvien datieren in die frühe bis mittlere Bronzezeit sowie Hallstattzeit und Römische Kaiserzeit (s. Abb. 24 und Tab. Anhang A 2).

Darüberhinaus konnten Kolluvien mittelalterlicher und neuzeitlicher Zeitstellung an zahlreichen Stellen des Schloßbergs belegt werden.

Der durch PG 1 belegte neolithische Ackerbau ist in PG 8 nicht fassbar, obwohl dort eine lückenlose Überlieferung von korrelaten Sedimenten gewährleistet ist. Somit kann die Kleinräumigkeit der ackerbaulichen Tätigkeiten im Neolithikum untermauert werden.

Aufgrund der gut fassbaren Abgrenzung der Doline sowie einer exakten Stratifizierung und Datierung der kolluvialen Schichtglieder konnte eine Quantifizierung und Bilanzierung der bronze- bis römisch-kaiserzeitlichen Bodenerosion am Schloßberg durchgeführt werden (s. Kapitel 5.4).

Spätestens in der Frühbronzezeit erreichten kolluviale Verlagerungen auch das angrenzende Vilstal. Dies wird durch einen kolluvialen Schwemmfächer an Hangfuß und Vilsaue belegt (VA 1 - 15). Trotz nachgewiesener Inversionen innerhalb der kolluvialen Abfolgen, dokumentiert dieser dennoch ackerbauliche Nutzung in seinem Einzugsgebiet. Die Artefakte und insbesondere die zahlreichen <sup>14</sup>C-Datierungen belegen diese mindestens von der frühen Bronzezeit, über Römische Kaiserzeit, Frühmittelalter und Karolingerzeit bis hin zum Hochmittelalter in den obersten kolluvialen Serien. Ablagerungen, die in die Spätbronze-, Hallstatt- und Laténezeit verweisen fehlen.

Anhand des Geländebefundes, unterstützt durch Laboranalysen, konnte die Situation der Verzahnung Schwemmfächer - Auensedimente dokumentiert werden (s. Abb. 42).

Aus zahlreichen verschiedenen Profilen wurden Holzkohlen zur Analyse durch Anthrakologie gewonnen (s. Kapitel 5.7). Untersuchungen zur Stratifizierung der Auensedimente und Kolluvien anhand Schwermetallgehalten sowie mögliche Verbindungen mit dem mittelalterlichen Erzbergbau der Region werden im Kapitel 5.6 diskutiert.

### 5.3.2 Einzugsgebiet B

Das Gebiet innerhalb des großen, südlichen Walls auf dem Schloßberg wurde als Einzugsgebiet B ausgegliedert (vgl. Abb. 6 & 17). Es erfolgten zahlreiche Aufgrabungen von Profilgruben sowie, häufig im Abstand von 5 Metern, engmaschig rasterartig angeordnete Rammkernbohrungen. Dies geschah besonders im näheren Umfeld des hohen Ringwalls, der eine künstliche Barriere für Oberflächenabfluss geschaffen hat, hinter der sich mächtige Kolluvien abgelagert haben. An den steileren, höher gelegenen Bereichen wurden zudem Sondagen durchgeführt, meist um die Tiefe des hier anstehenden Dolomits und erkennbare Terrassierungen zu erkunden.

- **Relief**

Der Schloßberg bildet mit 433 m NN die höchste Erhebung in Form einer Kuppe. Südlich und südöstlich fällt das Gelände mit teils senkrechten Felswänden in Richtung Kallmünz (etwa 340 m NN). In diesen Hangrichtungen waren bodenkundliche Untersuchungen wenig sinnvoll. Die wenigen Felsvorsprünge, an denen sich Bodenmaterial halten kann, lassen bereits die geringe Mächtigkeit der Rendzinen dieser exponierten Lagen erkennen. Tiefere Bodenprofile und vor allem korrele Sedimente sind hier auch deshalb auszuschließen, da oberhalb kein ackerbaulich nutzbares Einzugsgebiet vorhanden ist.

Vom Gipfel in Richtung Nord und Nordwest fällt das Gelände je nach Ausstreichen verschiedener Dolomitbänke zum Teil sprunghaft ab. Im nordwestlichen Teil erreicht es hinter dem Wall eine lokale Erosionsbasis bei ca. 403 m NN. In nördlicher Richtung verläuft es dagegen nahe der oberirdischen Vils – Naab-Wasserscheide, weshalb der Wall eine ausgeprägte Funktion als Sedimentfalle hier nicht erfüllt. In beide Richtungen sind Reste anthropogener Unterstützung der Terrassierungen in Form von Mauerresten zu erkennen (Abb. 12).

Die bodenkundlichen und sedimentologischen Befunde dieses Bereichs werden anhand von drei Catenen, B1, B2, B3 dargestellt. Es sollen im Folgenden die wichtigsten Profile vorgestellt werden.

#### 5.3.2.1 Catena B 1 (vgl. Abb. 47):

- **Wallfuß:**

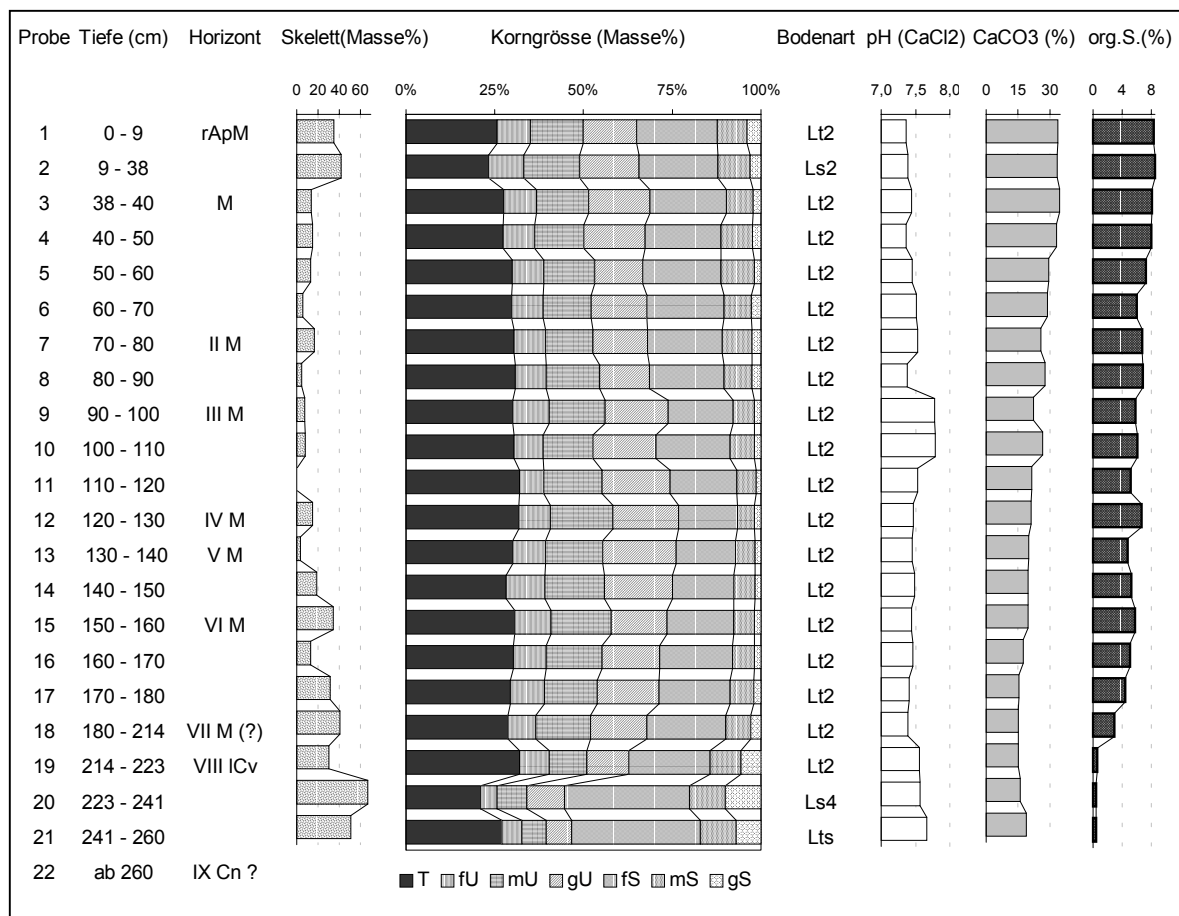
Den Verlauf der heutigen Tiefenlinie in diesem Bereich hinter dem Ringwall, beschreibt FIGGE (2002: 78) als jüngere Erscheinung, die sich im Zuge der Ablagerung der bis zu 2 m mächtigen Kolluvien verlagert hat.

Ein Foto des Grabungsschnittes aus dem Jahr 1956 (siehe Anhang A 22) zeigt, dass der Wall einen mächtigen inneren, nach Süd bis Südost gerichteten Wallfuß besitzt. So nehmen die Profiltiefen in Richtung Wall zwar zu, soweit die Bohrungen bis unterhalb der Wallschüttung fortgesetzt werden konnten. Die mächtigsten Kolluvien im Sinne korrelater, quasinatürlicher Sedimente finden sich jedoch mit etwas Abstand im Bereich von PG 301 (vgl. Abb. 87).

## • PG 301

Die lokale Erosionsbasis im Einzugsgebiet B stellt PG 301 dar. Zugleich handelt es sich mit Kolluvien bis in eine Tiefe von ca. 210 cm um das mächtigste Kolluvialprofil des Gebietes innerhalb des Ringwalles.

Die Kolluvien sind mit Munsell-Farben um 7,5 YR 2,5/1 von dunkler Farbe und hellen nur im oberen Bereich bis 40 cm Tiefe etwas auf (7,5YR 3/2). Mit Humusgehalten um 8% sind sie sehr humos. Allerdings sind sie durchweg von vielen Holzkohlestücken und -flittern durchsetzt, was den Humusgehalt stark erhöhen kann.



**Abbildung 44:** Laboranalytische Standardwerte PG 301

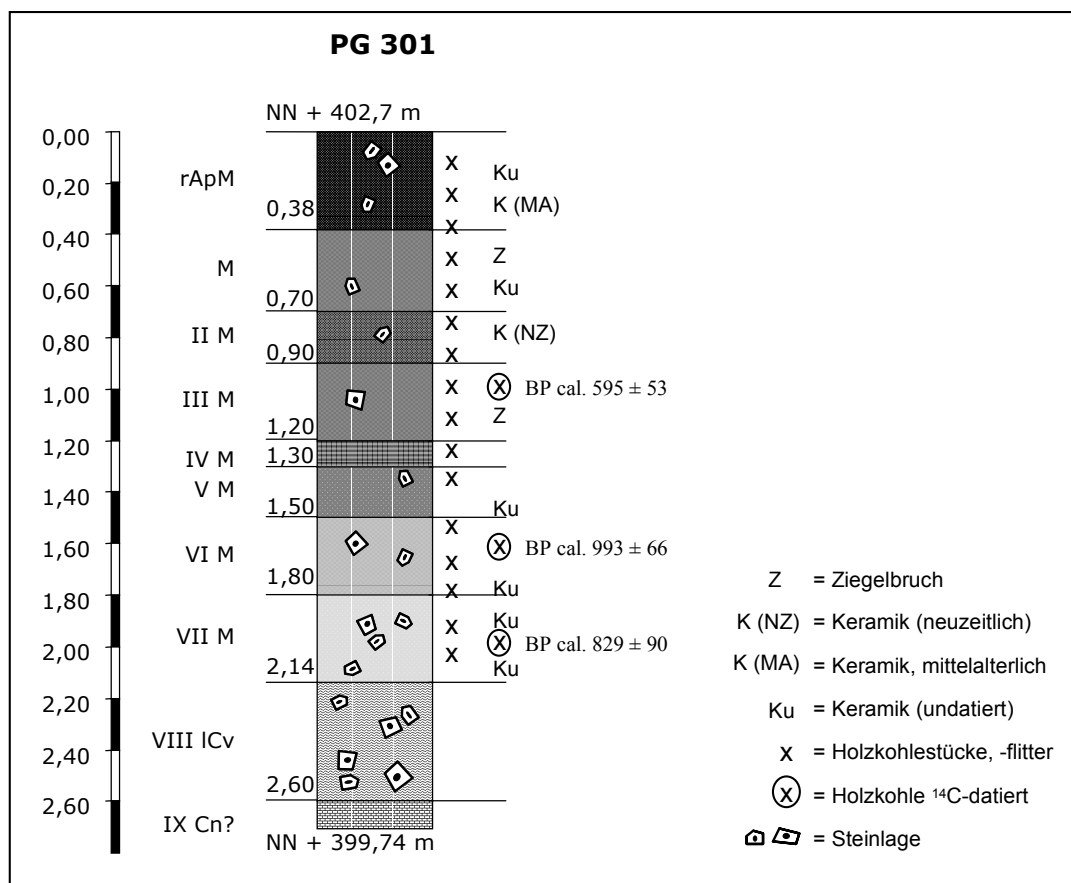
Im Liegenden findet sich zwischen 180 und 215 cm ein ca. 25 cm mächtiger Horizont, der Tongehalte um 30 % bis 40%, Humusgehalte um 3 % und Farben um 7,5YR 4/6 aufweist. Eine Einschätzung dieses Horizontes scheint schwierig. FIGGE (2002: 66) interpretiert ihn als Bv-Horizont. Farben und Tongehalte könnten ihn im weitesten Sinne als BvT ausweisen. Es könnte sich auch um ältere Tone und Lehme handeln, die in Klüften und Spalten akkumuliert wurden. Geringe Gehalte an Holzkohleflittern und Humusgehalte um 3% machen jedoch eine Einordnung als Kolluvium wahrscheinlich.



Mit einer Erhöhung des pH-Wertes und des Carbonatgehaltes sowie einer Veränderung der Körnung zugunsten der Sandfraktionen wurden ab einer Tiefe von etwa 215 cm ähnliche Werte wie bei Dolomitfließerden gemessen, jedoch bleibt die Höhe der Carbonatgehalte etwas dahinter zurück. Ab 260 cm konnten keine weiteren Bohrfortschritte erzielt werden. Vermutlich steht ab dieser Tiefe unverwitterter Dolomitmfels an.

### • Stratifizierung und Datierung

Die mehr als 2 m mächtigen Kolluvien erscheinen relativ homogen, eine Differenzierung bzw. Stratifizierung ist schwierig. Farben und Gehalte an organischer Substanz zeigen kaum Tiefenfunktionen. Auch der Skelettgehalt verändert sich kaum. Die pH-Kurve jedoch zeigt auffällige Ausschläge bei ca. 90 cm bis 100 und pendelt sich ab 110 cm wieder gegen Werte um 7,5 ein. Die Körnung tendiert in den mittleren Profilabschnitten zu feineren Bodenarten. Subjektiv als geringer eingeschätzte Lagerungsdichten differenzieren einen festeren Bereich oberhalb und einen feinkörnigeren, locker gelagerten Bereich unterhalb etwa 140 cm aus (FIGGE 2002: 65).



**Abbildung 45:** Zeichnung des Profils PG 301

**Tabelle 11:**  $^{14}\text{C}$ -Datierungen PG 301

Name + Tiefe (cm)	Labor-nummer	datiertes Material	Radio-karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
PG 301 - 94	Erl-2770	Holzkohle	$600 \pm 33$	$595 \pm 53$	1302 AD - 1408 AD
PG 301 -159	Erl-2771	Holzkohle	$1070 \pm 34$	$993 \pm 66$	891 AD - 1022 AD
PG301-192	Erl-2772	Holzkohle	$917 \pm 40$	$829 \pm 90$	1031 AD - 1211 AD

Die Kolluvien beinhalten eine bunte Mischung aus Keramikbruch, Knochen sowie Holzkohleflittern und -stücken. Bereiche mit Häufungen konnten nicht ausgemacht werden. Das Spektrum der archäologisch datierten Keramik reicht vom Spätneolithikum bis in die Neuzeit, mit Schwerpunkten bei der hochmittelalterlichen Goldglimmerkeramik. Es befindet sich ausgesprochen wenig urnenfelderzeitliche Keramik darunter (FIGGE 2002: 67). Durch drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurde die Einordnung der Kolluvien als hoch bis spätmittelalterlich bestätigt. In den tieferen kolluvialen Schichten wurde zudem eine Inversion dokumentiert, bei der geringfügig ältere Kolluvien über jüngeren liegen (Tab. 11).

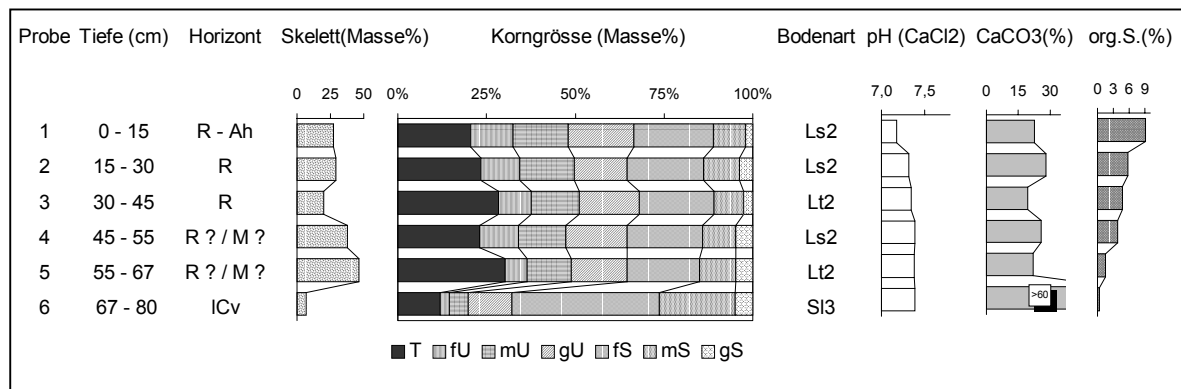
#### • PG 306

Profilgrube 306 befindet sich ca. 6 Höhenmeter oberhalb der lokalen Erosionsbasis PG 301.

Vermutlich handelt es sich hierbei um den Anschnitt einer Hortisol-Terrasse und der auftretende Bodentyp kann als Hortisol bezeichnet werden (FIGGE 2002: 74). Dies geschieht anhand der in AG BODEN (1996: 206) dargelegten Kriterien (s. Kapitel 5.2.3). Die Keramikfunde in den Hortisolen datieren vor allem in die Frühlatènezeit bis zum Hochmittelalter. Auffälligerweise befindet sich im Profil keine neuzeitliche Keramik. Dies lässt auf ein möglicherweise höheres Alter der Hortisolterrasse im Vergleich zu anderen Profilen schließen (FIGGE 2002: 75).

Ab 45 cm wurde ein fossiler Kolluvienhorizont ausgegrenzt, der sich durch deutliche dunkel-humose, verhärtete Trümmeraggregate in gelbbrauner Matrix abhebt (FIGGE 2002: 75). Unter Umständen wurde hier Bodenmaterial aus höher gelegenen Terrassenniveaus abgelagert, über dem sich dann ein Hortisol entwickelt hat.

Im NW-Profil der Grube konnte eine mit humosem Material verfüllte, noch gut erhaltene Pfostengrube angeschnitten werden (FIGGE 2001: 76). Die Keramikführung konnte allerdings nur allgemein als vorgeschichtlich datiert werden, weswegen eine Zuordnung dieser Pfostengrube zu einer der Besiedlungsphasen auf dem Schloßberg anhand des Fundgehaltes nicht möglich ist.



**Abbildung 46:** Laboranalytische Standardwerte PG 306

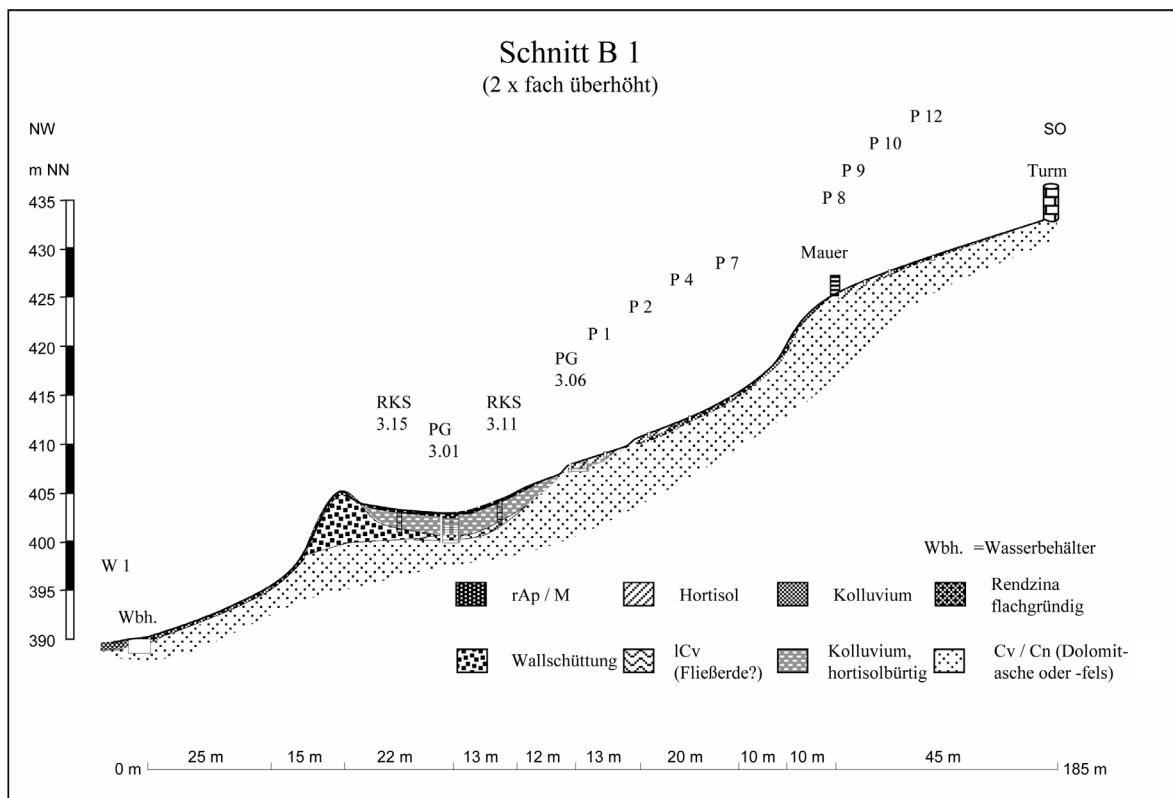
PG 306 stellt somit ein Profil dar, in dem sich zwar geringfügig Kolluvien ansammeln konnten, dennoch aber bereits Bodenmaterial abgetragen und im Rückraum des großen Ringwalles abgelagert wurde.

#### • Profile oberhalb PG 306

Im Oberhangbereich wurden weitere Terrassen angelegt, die aber stark verfallen und somit nur noch schwach erkennbar sind. Sie weisen stark erodierte flachgründige Bodenprofile auf (z.B. Profil P 2; siehe Schnitt B 1, Abb. 47).

An Stellen, an denen keine Terrassenreste zu erkennen sind, liegen flachgründige Rendzinen.

Im nordwestlichen Teil innerhalb der Burgmauern konnten wieder etwas tiefere Profile bis zu 1 m sondiert werden. Es ist jedoch nicht eindeutig zu klären, ob es sich um Hortisole, quasinatürliche Sedimente oder anthropogene Auffüllungen handelt (vgl. Abb. 87).



**Abbildung 47:** Schnitt Catena B1: Burg - Wall (Verlauf siehe Abb. 17)

### 5.3.2.2 Catena B 2 (vgl. Abb. 52)

Das bereits beschriebene Profil PG 301 bildet den tiefstgelegenen Punkt innerhalb des Ringwalles und stellt auf diese Art und Weise auch in Catena B2 die lokale Erosionsbasis dar.

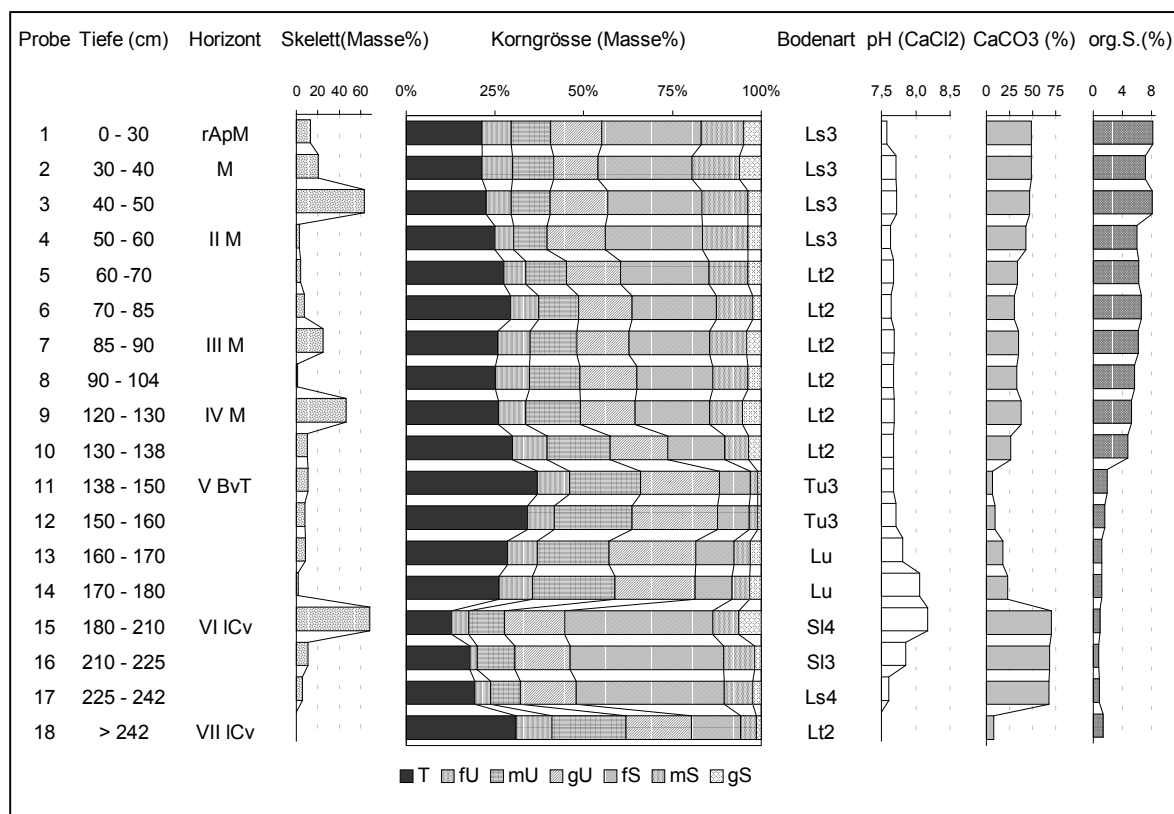
Anhand der zahlreichen rasterartig angeordneten Bohrungen können exakte Mächtigkeiten der Kolluvien angegeben werden. Die heute sichtbare Tiefenlinie stellt eine jüngere Erscheinung dar, die vor Ablagerung der bis ca. 2 m mächtigen Kolluvien einen Verlauf hatte, der näher am Wall zu suchen ist (FIGGE 2002).

Es werden hier nur die Profile PG 303 und RKS 38 detailliert vorgestellt, da aus diesen Profilen Holzkohle  $^{14}\text{C}$ -datiert wurde und in den anderen Profilen ein ähnlicher stratigrafischer Aufbau der Kolluvien nachzuweisen war.

#### • $^{14}\text{C}$ -Datierung des ältesten Neolithikums in Profil 38

Im Profil RKS 38 wurde das höchste  $^{14}\text{C}$ -Alter von Holzkohlen des ganzen Untersuchungsgebiet gemessen. Mit Werten um  $8028 \pm 96$  BP cal. weisen sie ins jüngste Mesolithikum bis älteste Neolithikum.

Das Profil zeigt einen mindestens vierschichtigen Aufbau: An unterster Position konnte ein rötlich brauner (7,5YR 5/6 bis 5/8), toniger Lehm erbohrt werden, über dem Fließerde mit hohen Sand- und Carbonatgehalten liegt (Probe 15 - 17).



**Abbildung 48:** Laboranalytische Standardwerte RKS 38

Hangend (Probe 11 - 14) folgt ein tonig-lehmiges Substrat (mittel-schluffiger Ton) mit problematischer Einordnung. Die Grenze dieses Substrats ist sowohl nach oben wie nach unten anhand Farbe, Körnung sowie Gehalten an organischer Substanz, Skelett und Carbonat scharf und deutlich. Es ist gelblich rotbraun (7,5YR 4/6), mit Gehalten bis nahe 40 % stark tonhaltig, skelett- und carbonatarm und weist deutlich geringere Werte an organischer Substanz als die hangenden Kolluvien auf. Keramikführung konnte nicht beobachtet werden, dafür aber mehrere Holzkohleflitter. Auf eine Einstufung als Rest eines Terra Fusca BvT-Horizontes könnten die Laboranalysen hinweisen. Eine Einstufung als periglaziale Fließerde scheinen die Analysewerte durch Körnung und Carbonatgehalte auszuschließen. Die Farbe (7,5YR 4/6) ähnelt ebenfalls den Farben der BvT-Horizonte (in der Regel um 7,5 bis 5YR 4/6). Gegen einen BvT-Horizont spricht jedoch die allgemeine Theorie, dass sich Terrae Fuscae kaum auf Massenkalken entwickeln konnten bzw. periglazial meist vollständig abgetragen wurden (siehe Diskussion in Kapitel 2.2). Dennoch gibt es auch in RKS 37 Hinweise auf Reste von BvT-Horizonten, die in Karstschlottenfüllungen erhalten sind und auch dort zum Teil Holzkohleflitter führen. An oberster Position (bis ca. 138 cm Tiefe) liegen vergleichbar mit den meisten Profilen dieses Bereichs stark humose Kolluvien, die erneut deutlich höhere Sand- und Carbonatgehalte aufweisen. Sie führen Holzkohle und Keramik und können als korrelierte Sedimente der Erosion der hangauf liegenden Hortisole betrachtet werden. Eine zeitliche Einschätzung ins Mittelalter ergibt sich klar aus der geführten Keramik.

**Tabelle 12:**  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Holzkohle aus RKS 38

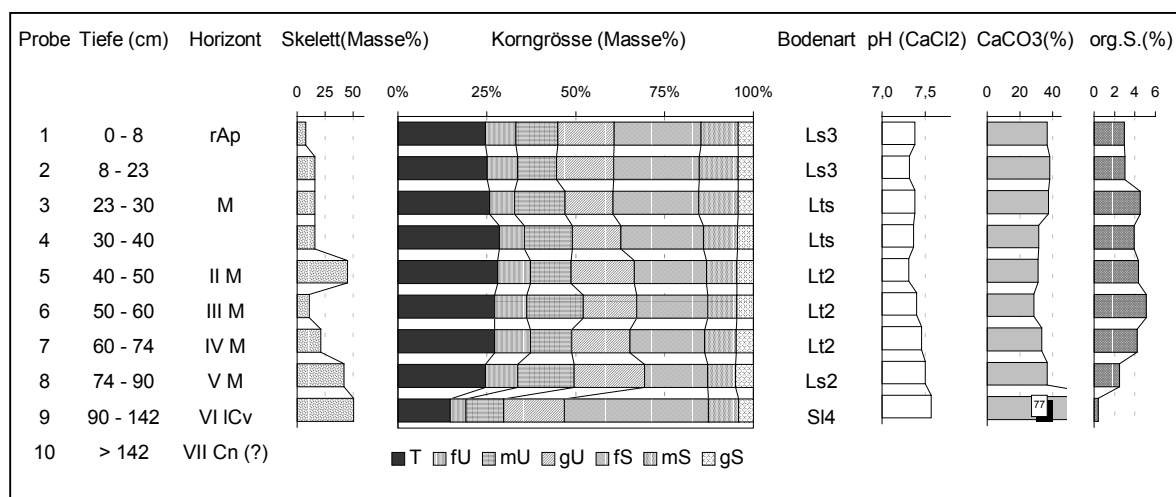
Name + Tiefe (cm)	Labor- nummer	datiertes Material	Radio- karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
RKS 38-175	Erl-2769	Holzkohle	7257 ± 60	8028 ± 96	6174 BC - 5981 BC

Zusammenfassend bleibt festzustellen, dass in RKS 38 wahrscheinlich Reste eines BvT-Horizontes vorliegen, die zumindest im oberen Teil Holzkohlestücke bzw. -flitter führen. Abweichend zu den hangenden Kolluvien kann aber davon ausgegangen werden, dass bei diesem keine Vermischung unterschiedlich alter Zeitscheiben vorliegt, da er in einer Karstschlotte konserviert wurde. Inwieweit der BvT-Horizont selbst als Kolluvium angesehen werden kann, wurde in Kapitel 5.2.4 näher diskutiert. Die <sup>14</sup>C-Datierung ergibt eine klare Schichtlücke zum hangendem Kolluvium. Eine Interpretation dieses Befundes und des hohen Alters von RKS 38 kann im Zusammenhang mit den anderen Befunden dieser Art gesehen werden (Profile PG 1 Einzugsbereich A; PG 11, Einzugsbereich C;

zusammenfassend s. Kapitel 5.3.6). Damit soll auch der Gefahr vorgebeugt werden, diesen einen Wert alleinstehend zu über- oder unterschätzen und somit falsch einzuordnen. Der Befund kann dennoch als weiterer Hinweis auf ein erstes, stärkeres Eingreifen in den Naturhaushalt zu neolithischer Zeit bewertet werden. Als nahezu sicher muss demnach lokal von Rodung und ersten offenen Flächen ausgegangen werden; Ackerbau und Bodenerosion scheinen wahrscheinlich. Zunehmend mehrten sich auch in der Literatur Hinweise auf neolithischen Ackerbau, teilweise sogar bereits um 8000 BP (z.B. LITT 1992; ZEITLER 1994; SEMMEL 1995; HÖHNSCHIEDT 1997; SCHULTE & STUMBÖCK 2000). Inwieweit eine Siedlung damit in Zusammenhang gebracht werden kann, muss zunächst offenbleiben.

### • PG 303

PG 303 stellt ein weiteres Kolluvialprofil dar. Die Kolluvien sind etwa 95 cm mächtig, humos, sklett- und artefakthaltig. Durch den hohen Anteil an Keramik können sie als Siedlungskolluvien bezeichnet werden (SEMMEL 1991). Liegend stehen grobe Blöcke aus stark verkarstetem Dolomitgestein an.



**Abbildung 50:** Laboranalytische Standardwerte PG 303

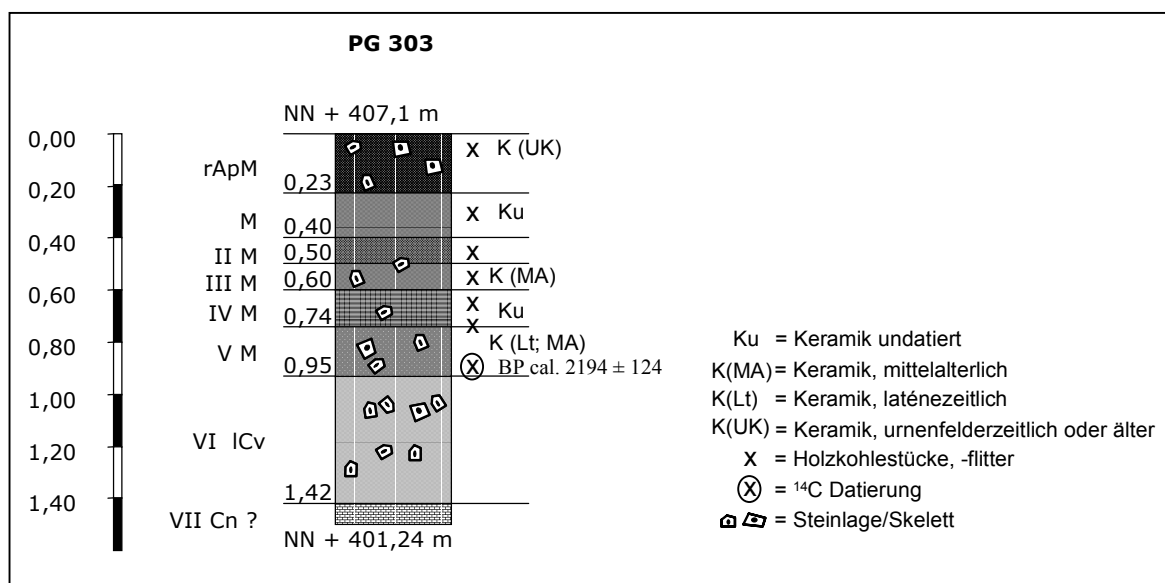
Vor allem in den oberen 40 cm findet sich ein stark erhöhter Grobskelett- wie auch Sandgehalt sowie eine Aufhellung der Farben (7,5YR 4/1). Auffällig ist ein ab 60 cm Tiefe wiederum zunehmender Gehalt an organischer Substanz.

### • ungleiche Datierung

Die untere Grenze der Kolluvien wurde in einer Tiefe von 95 cm durch eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Holzkohle in die Latènezeit datiert. Diese Datierung konnte anhand der Keramikfunde nicht aufrecht erhalten werden. Im gesamten Profil mischen sich frühlatènezeitliche, hoch- und spätmittelalterliche Keramik. An der Basis der Kolluvien findet sich

hochmittelalterliche Goldglimmerkeramik, darüber frühlatènezeitliche und mittelalterliche und in den obersten Schichten urnenfelderzeitliche Keramik. Glasierte Scherben als Streufunde weisen zum Teil sogar in die Neuzeit.

Bei Berücksichtigung der Funde muss davon ausgegangen werden, dass hier ältere Kulturschichten in jüngerer Zeit in mehreren Phasen abgelagert wurden und zudem eine intensive Vermischung der Schichten durch anthropogene Einflussnahme erfolgt ist.

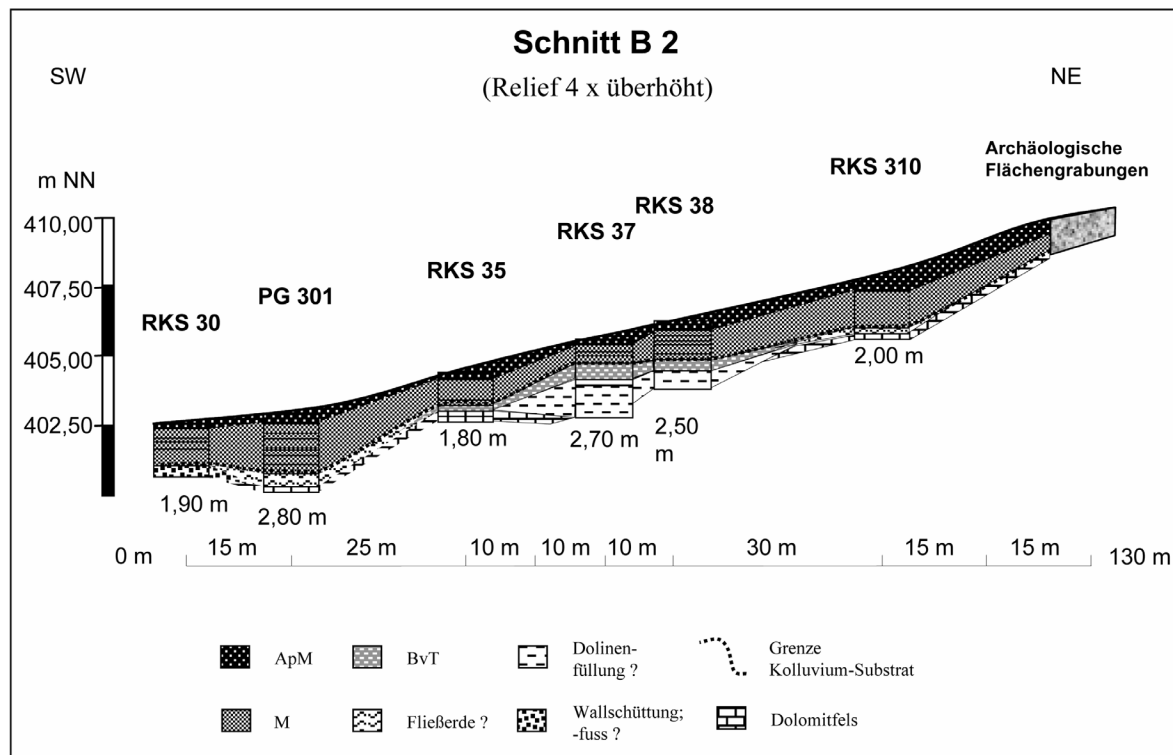


**Abbildung 51:** Zeichnung des Profils PG 303

**Tabelle 13:** <sup>14</sup>C-Datierung von Holzkohle aus PG 303

Name + Tiefe (cm)	Labor- nummer	datiertes Material	Radio- karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
PG 303-95	Erl-2773	Holzkohle	2191 ± 36	2194 ± 124	368 BC - 121 BC





**Abbildung 52:** Schnitt Catena B2 (Verlauf siehe Abb. 17)

### 5.3.2.3 Catena B 3 (vgl. Abb. 53)

Von der Kuppe nach Nord verläuft Catena B3. Sie verläuft damit nahe an der Wasserscheide zwischen Vils und Naab. Auch hier sind mehrere Terrassierungen durch Reste von Mauerwerk erkennbar, die mit Sprunghöhen von bis zu 1,5 m teils noch erhalten sind.

Im diesem Abschnitt der Kuppe wurden ebenfalls zahlreiche Pürckhauer-Sondagen durchgeführt. Sie erbrachten maximale Profiltiefen um 1,3 m. An zwei Stellen wurden Profilgruben aufgegraben (H0 und H1). An den anderen Stellen konnten die vorgefundenen Bodentypen anhand der Gruben korreliert werden. Die Tiefen der sondierten Profile geben aufgrund der starken Skelettführung allerdings möglicherweise nicht immer die wirkliche Profilmächtigkeit an.

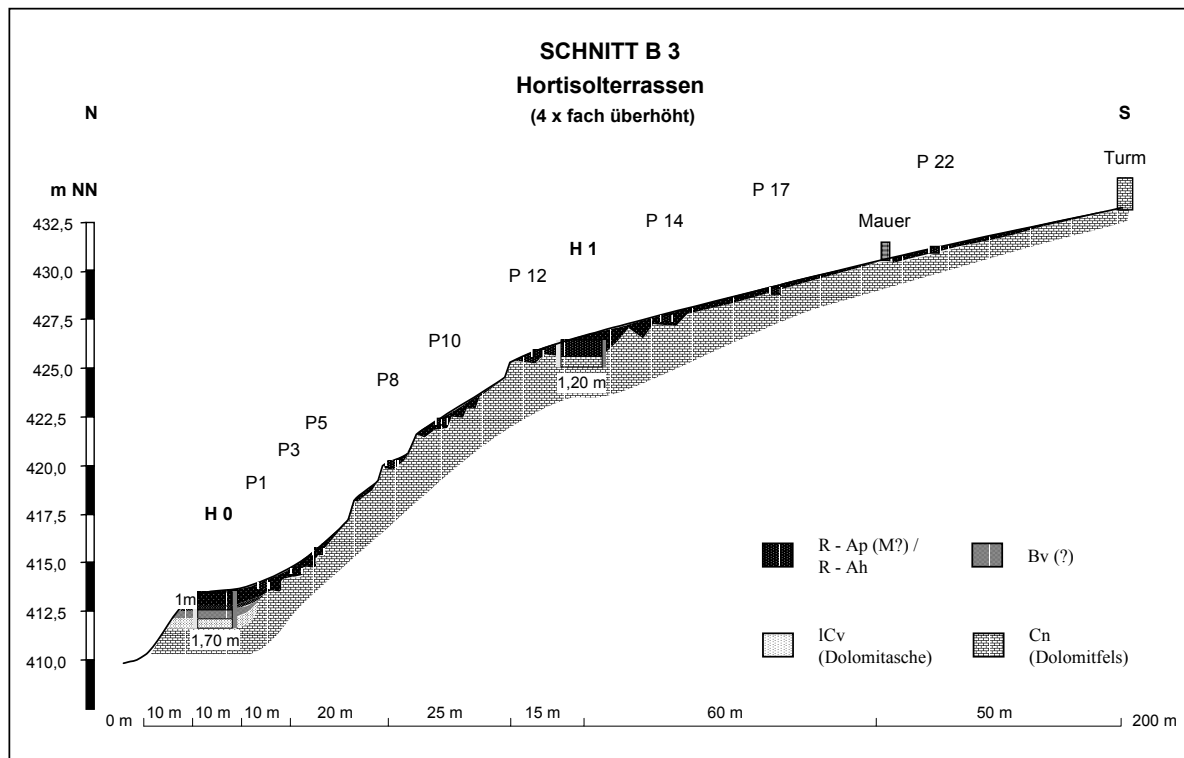


Abbildung 53: Schnitt Catena B 3 (Verlauf s. Abb. 17)

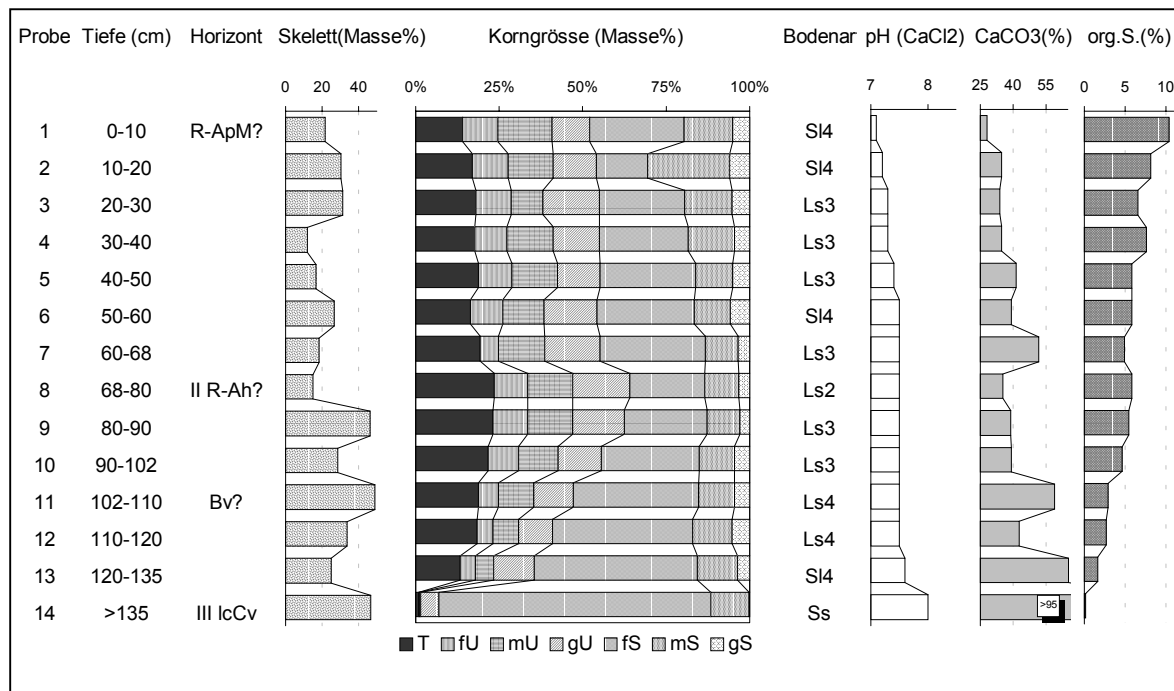
#### • PG H 0

PG H 0 liegt auf der unterste der Terrassen und zeigt die größte Profiltiefe.

Bis 68 cm ist ein eher lockeres, sandiges Einzelkorngefüge zu festzustellen, das im Bereich um 68 - 90 eine Tendenz zum Krümelgefüge aufweist (Abb. 54). Dies kann unter anderem an den zunehmend tonig-lehmigen Bodenarten liegen. Eine höhere Feldkapazität lässt sich vermuten, die Farbe wird etwas dunkler (10YR 2/1 bis 3/1).

Die organischen Substanzgehalte zeigen sehr hohe Werte; ab 102 cm gehen sie allerdings zurück. Auch die Farbe wechselt dann deutlich von schwarz zu braunen Farbtönen. Die Schicht wurde als Bv-Horizont eingeordnet (Probe 11 - 13).

Liegend folgt eine klar einzuordnende Dolomitasche mit typischen Werten (Probe 14).



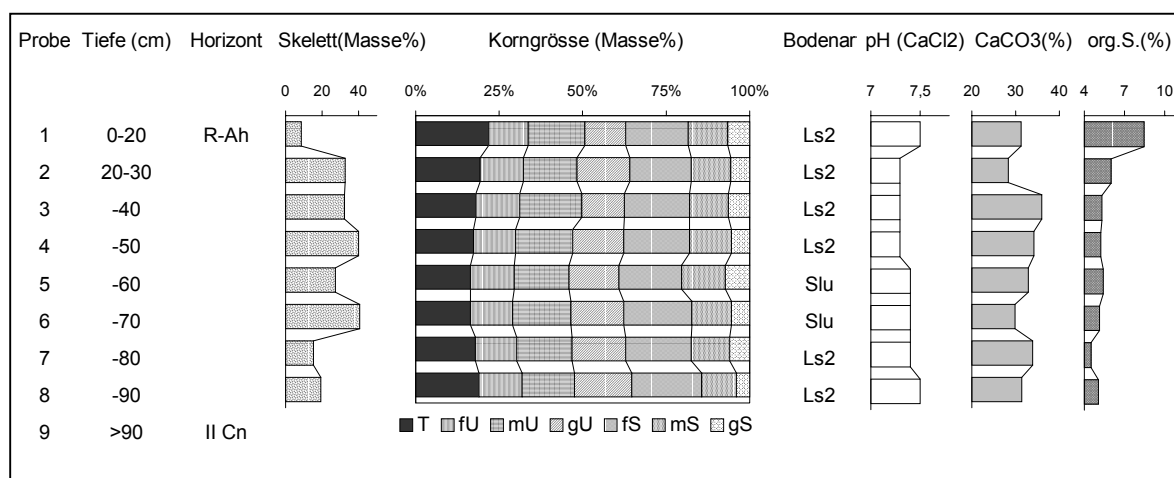
**Abbildung 54:** Laboranalytische Standardwerte H 0

### • PG H 1

Auf der höchsten Terrasse liegt H 1. Es stellt wahrscheinlich ein in einer Karstschlotte erhaltenes, 90 cm tiefes Profil inmitten eines bereits stark erodierten Bereichs dar.

Die hohen Gehalte an organischer Substanz, das Fehlen ausgeprägter Horizonte sowie die enorm hohe Keramik-, Knochen-, und Holzkohleführung weisen dieses Profil ebenfalls als Horthisol aus (vgl. Kapitel 5.2.4).

Teilweise kann die Keramik eindeutig dem Mittelalter zugeordnet werden.



**Abbildung 55:** Laboranalytische Standardwerte H 1

### 5.3.2.4 Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet B

Die Kolluvien werden als korrelierte Sedimente der Erosion von Hortisolen interpretiert, die oberhalb, auf Resten natürlicher und anthropogener Terrassen noch in geringen Mächtigkeiten zu finden sind. Diese Einschätzung beruht in erster Linie auf den durchwegs außerordentlich hohen Gehalten an organischer Substanz von bis zu 10 %. Allerdings können die Kolluvien nicht immer deutlich von den Hortisolen selbst unterschieden werden, da diese viele ähnliche Eigenschaften besitzen.

Eine konsequente Stratigrafie und weiter, eine zeitliche Zuordnung dieser hortisolbürtigen Kolluvien von alt nach jung ist nicht zu erzielen. Vielmehr zeigen sie eine äußerst bunte Mixtur an Keramik und anderer Artefakte aus zahlreichen Kulturphasen in verschiedenen Tiefen. Aufgrund der durchweg vorhandenen Goldglimmerkeramik kann jedoch von einem *Terminus post quem*, der im Hoch- und Spätmittelalter liegt ausgegangen werden. Drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Holzkohle unterstützen die Aussage. Zahlreiche weitere Hinweise charakterisieren die obersten Kolluvienschichten gar als neuzeitlich.

Erneut werden allerdings auch Probleme der  $^{14}\text{C}$ -Datierung in anthropogen stark überprägten Gebieten vor Augen geführt. Im Profil PG 303 wurde durch die  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Holzkohlen versucht, die Basis der korrelierten Sedimentation zeitlich zu fixieren. Diese so zunächst als latènezeitlich eingestufte Basis musste jedoch korrigiert werden, da mittelalterliche Keramikfunde dieses Alter definitiv widerlegten.

Als vermuteter Siedlungsschwerpunkt über weite Phasen der (Vor-) Geschichte (STROH 1975) zeigt das Gebiet innerhalb (südlich) des Ringwalles intensivste Veränderungen durch anthropogene Einflussnahme. Zunehmend überwiegen hier in hohem Maße anthropogene Formen auf Kosten quasinatürlicher und natürlicher Formen. Dies erschwert eine Interpretation im bodenkundlichen Sinne (vgl. THIEMEYER 1989) und bringt diesen Bereich eher der archäologischen Forschung näher. Es kann anhand geomorphologisch-pedologischer Befunde geschlossen werden, dass dieser zentrale Bereich durch mittelalterlich-neuzeitliche Nutzung (und Siedlung) derart intensiv überprägt wurde, dass eine Erforschung älterer Kulturphasen bodenkundlich kaum mehr möglich scheint.

Gefunden wurde jedoch eine im Untergrund verborgene mächtige und von Kolluvien überdeckte ehemalige Erosionsrinne, ein humos verfülltes Pfostenloch (FIGGE 2002) sowie Hinweise auf Reste von *Terrae Fuscae* (BvT-Horizonte), die offensichtlich in Karstschlottenfüllungen erhalten geblieben sind. Diese weisen ähnlichen Charakter und laboranalytische Kennwerte wie auch an anderen Stellen des Schloßbergs auf. Fast immer führen auch sie Holzkohlen und fast immer findet sich zu hangenden Kolluvien zeitlich eine enorme Schichtlücke, da die „mittleren Alter“, d. h. urnenfelderzeitlich bis (früh-) mittelalterlich fehlen. Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung des BvT-Horizontes aus RKS 38 weist in den Übergang Mesolithikum - Neolithikum um 8000 BP cal., während die hangenden Kolluvien ins Mittelalter und in die Neuzeit datieren.

Interpretierbar ist daraus, dass die Bodendecke bereits vor dem Wallbau beseitigt war, oder gegebenenfalls zum Errichten von diesem (mit-) verwendet wurde (FIGGE 2002: 83). Letzteres zeigten auch die Wallschnitte, in denen Bodenmaterial der umliegenden Böden, allerdings in den obersten und somit jüngsten Schichten, verarbeitet wurde.

Außer den BvT-Resten sind keine Hinweise auf eine ursprüngliche Bodendecke innerhalb des Ringwalles zu finden.

Problematisch bleibt ebenfalls die Frage, warum bei einem archäologisch ausgewiesenem, urnenfelderzeitlichen Alter des Walls (SCHAUER & HARNEST 2000) keine Kolluvien „mittleren Alters“ (s. o.) im Bereich dieser neuartig geschaffenen Erosionsbasis abgelagert wurden bzw. nicht zu finden sind. Meist finden sich bis zur Basis der Kolluvien mächtige mittelalterliche und neuzeitliche Kolluvien, während offensichtlich nur in konservierten Karstschlotten durch enorme Schichtlücken abgesetzte, neolithische Spuren in BvT-Horizonten zu finden sind. Ebenso fehlen jegliche Hinweise auf fossile Ah-Horizonte.

### 5.3.3 Einzugsgebiet C (Catena C - C')

Der als Gebiet C ausgegliederte Bereich (vgl. Abb. 6), stellt das einzig nennenswerte Einzugsgebiet des Schloßberggebietes in Richtung der Naab dar.

- **Relief**

Der Oberhangbereich des Einzugsgebietes C ist sehr kleinräumig strukturiert und durch Terrassenäcker charakterisiert (vgl. Abb. 56).

Von der Wasserscheide bei ca. 418 m NN bis zur Hangkante in Höhe des Aufweges bei etwa 400 m NN wird die Morphologie dieses Gebietes vor allem durch agrarmorphologische Kleinformen und eine kleinräumig parzellierte Struktur gekennzeichnet. Im Verlauf der Catena C können bis zu sieben Ackerterrassen mit maximalen Sprunghöhen um 3 m auskartiert werden (s. Abb. 61).

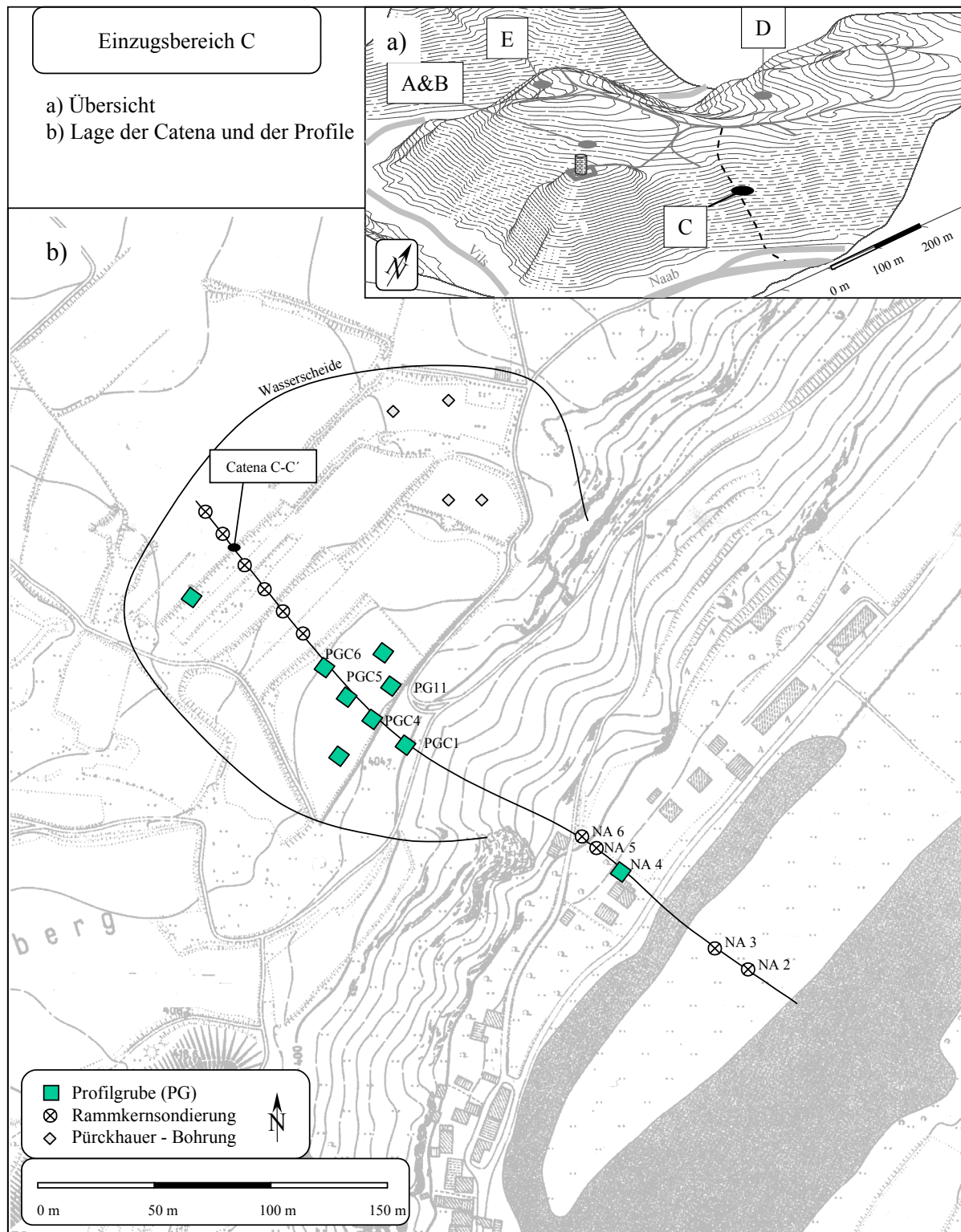
Nach Kreuzen des Aufweges versteilt sich der Hang konvex in ein steiles Kerbtälchen. Im Verlauf der folgenden 100 Meter fällt das Gelände von etwa 400 m NN bis auf 350 m NN, am Hangfuß zur Naab.

Im Unterhangbereich wurde, durch eine Verflachung angedeutet, ein Schwemmfächer vermutet. Durch insgesamt vier Rammkernbohrungen (Profile NA 5 bis NA 2) wurde dieser Unterhangbereich bis in die Naabauen hinein erkundet. Als günstig erwies sich eine durch einen Hausbau bedingte Profilwand, die unmittelbar unterhalb des Einzugsbereichs der terrasierten Ackerflächen des Plateaus, in Verlängerung des Kerbtälchens aufgeschlossen war (NA 4).

Erwähnt sollte allerdings werden, dass die Catena C einen Naab-Altarm, vermutlich römisch-kaiserzeitlichen Alters überschreitet, wodurch sich eine Unterbrechung der Catena ergibt. Ferner lag durch Haus- und Straßenverbauung ebenfalls eine gewisse Beeinträchtigung vor.

#### 5.3.3.1 Oberhang:

Geologisch wird der Oberhang in diesem Gebiet vom tafelbankigen Dolomit des Malm  $\delta$  und  $\varepsilon$  aufgebaut (MEYER 1974). Aufgrund der höheren Anteile an Karbonatlösungsrückstand ist in bodenkundlichem Sinne für diese Bereiche das Auftreten von *Terrae Fuscae* typisch (REHFUESS 1990: 47). Neben diesen natürlichen Verhältnissen sind die Formungsprozesse der Böden in ganz erheblichem Maße durch die Verbreitung der anthropogenen, agrarmorphologischen Formen bestimmt. Deren Beeinflussung und Veränderung von Prozessen und Wirkungsgefügen wurde bereits in Kapitel 5.1 eingehend besprochen. Deshalb soll hier lediglich eine Vorstellung und Beschreibung der Böden und korrelierten Sedimente anhand der wichtigsten Profile und eines Schnittes C - C' erfolgen (Abb. 61).



**Abbildung 56:** Detailkarte Gebiet C mit Übersicht am Geländemodell (a) und Lage der Profile (b)

Nach dem in Kapitel 5.1 vorgestellten Prinzip finden sich oberhalb der Stufenraine die mächtigsten Kolluvien der jeweiligen Parzellen, da diese künstlich geschaffene Sedimentfallen darstellen. Man findet im Oberhangbereich von Gebiet C regelmäßig Kolluvien über Resten von noch erhaltenen Terrae Fuscae. Meist liegen also rAp/M/BvT/cCv Profile vor. Im mittleren Bereich einer Parzelle hält sich meist Abtrag und Akkumulation die Waage, so dass weder mächtige Kolluvien, noch extrem flachgründige Kultorendzinen zu finden sind. Die Oberhänge der Parzellen hingegen sind durchweg Erosionsbereiche, bei denen lediglich rAp/cC Profile auftreten

Vor allem die Kolluvien dienen heute, auch aufgrund des reichhaltig vorhandenen datierbaren Materials wie Keramik oder Hozkohle, als Zeugen für die Landschaftsentwicklung. Nachfolgend werden deshalb besonders die Kolluvialprofile besprochen.

#### • PG C 4

Neben PG 11 ist PG C 4 das wichtigste Kolluvialprofil im Gebiet C. Während PG 11 einen Schnitt durch den mächtigsten Stufenrain des ganzen Schloßberggebietes darstellt, hat PG C 4 ca. 5 m Abstand zu diesem Stufenrain.

Bereits bei der Profilaufnahme im Gelände zeichnete sich makroskopisch eine Schichtung ab. Im Kolluvium M dominiert die Farbe dunkel graubraun (10YR 4/4), wogegen bei II M eine Tendenz ins rötliche (7,5YR 4/4) festzustellen ist. Der Gehalt an organischer Substanz fällt von über 2 % auf < 1,4 %. Ebenso auffällig ist, dass im oberen Kolluvium wenig Holzkohleflitter zu finden sind, während die Schicht von 80 bis 120 cm davon dicht durchsetzt war (HILZ 2001. 39). Weitere Erkenntnisse über die Kolluvienschichtung, zum Beispiel anhand der Korngrößenanalyse zu erhalten, bleiben ergebnislos. Es zeichnen sich keine signifikanten Unterschiede ab.

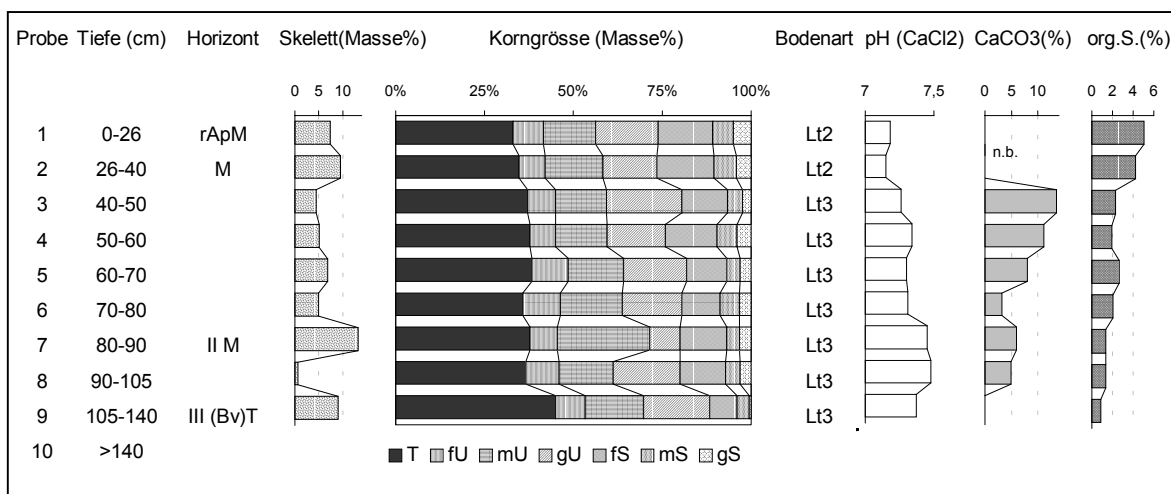


Abbildung 57: Laboranalytische Standardwerte PG C 4

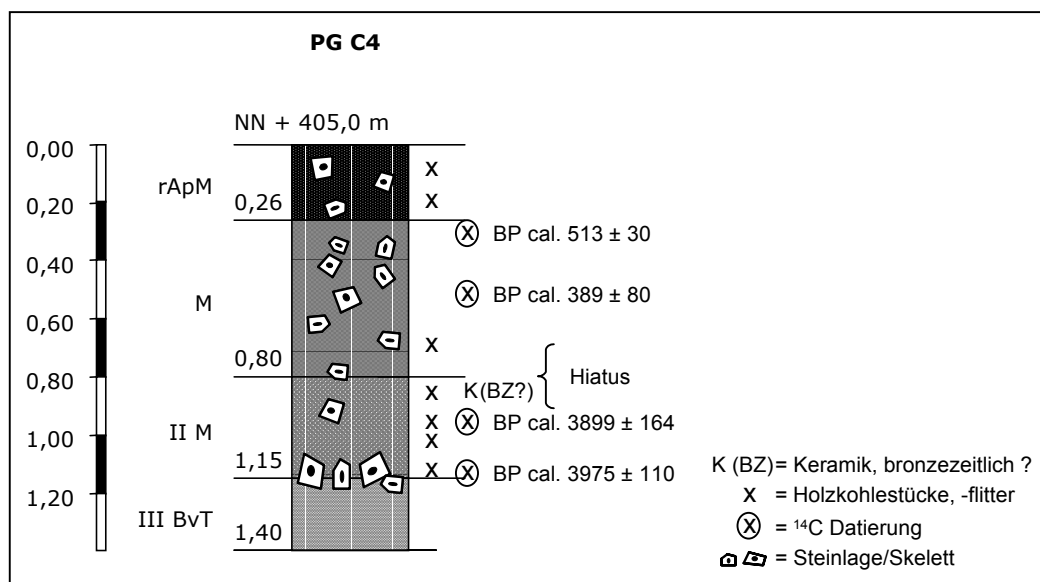


- Datierung PG C 4

In 87 cm Tiefe wurde im Profil eine Scherbe gefunden, die sich als vermutlich bronzezeitlich einstufen ließ. Jedoch handelte es sich weder um eine Randscherbe, noch hatte sie charakteristische Verzierungen. Daher war eine hundertprozentige Zuordnung nicht möglich.

Dem Profil wurden aus dem unteren, mittleren und oberen Bereich insgesamt 4 Holzkohlen für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen entnommen, um daraus ein zeitliches Bild der Kolluvienablagerung zeichnen zu können.

Ein eindeutiger Beleg für eine Schichtung und das Alter der Kolluvien in PG C 4 wird durch die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen gegeben. Es lässt sich deutlich eine spätmittelalterliche bzw. frühneuzeitliche Schicht (M) und eine bronzezeitliche Schicht (II M) ausgliedern. Mit je 2 nahezu identischen Datierungen pro Schichtglied (vgl. Abb. 58 & Tab. 14) kann dies als klarer und zuverlässiger Beleg angesehen werden.



**Abbildung 58:** Zeichnung von Profil PG C 4

**Tabelle 14:**  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von Holzkohlen aus PG C 4

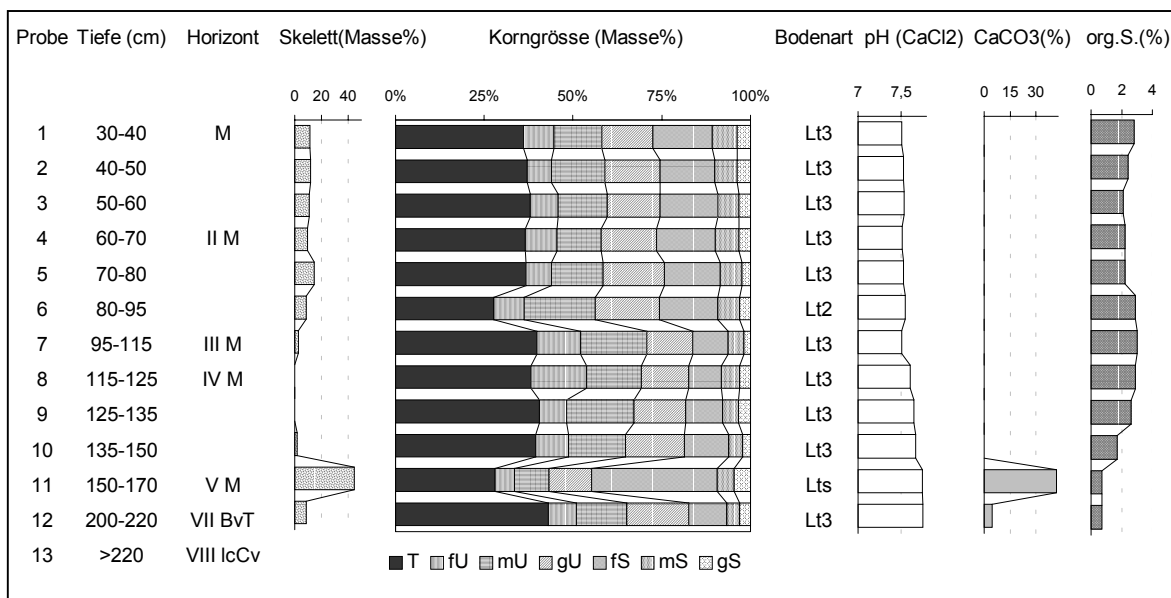
Name + Tiefe (cm)	Labor-nummer	datiertes Material	Radio-karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
PG 4-30	Erl-3110	Holzkohle	477 ± 33	513 ± 30	1407 AD - 1467 AD
PG 4-50	Erl-3111	Holzkohle	341 ± 33	389 ± 82	1479 AD - 1642 AD
PG 4-90	Erl-3112	Holzkohle	3606 ± 40	3899 ± 164	2113 BC - 1784 BC
PG 4-115	Erl-3113	Holzkohle	3659 ± 39	3975 ± 110	2135 BC - 1916 BC

## • PG 11

Einen Schnitt direkt durch den mit ca. 2,5 m mächtigsten Stufenrain im Schloßbergbereich stellt PG 11 dar. Dieser konnte bis zur in ca. 2,2 m Tiefe anstehenden Dolomitasche geschnitten werden (Foto s. Anhang A 19).

Hangend zur Dolomitasche findet sich ein ca. 40 cm mächtiges Terra Fusca Relikt. Der Horizont weist lediglich Tongehalte um 43% auf und wird deshalb als BvT-Horizont bezeichnet. Der BvT ist in sich zweigeteilt, wobei der untere Abschnitt sehr homogen ist und ein mäßig ausgeprägtes Polyedergefüge zeigt. Die Farbe setzt sich mit 5YR 4/4 deutlich vom restlichen Profil ab. Der obere Teil ist stark von Skelett durchsetzt. Dieses ist im Durchmesser meist um 2-3 cm groß, kaum gerundet bis eckig und in der tonig-lehmigen Matrix relativ gleichmäßig verteilt.

Hangend folgen mehrfach geschichtete Kolluvien. Sie unterscheiden sich vor allem in ihren Farben und Skelettgehalten. Das oberste Kolluvium M ist grobskeletthaltig, hat eine Farbe um 10YR 3/3. Dagegen ist II M etwas heller braun ist (10YR 3/4) und enthält deutlich weniger Skelett. An seiner Basis ist es jedoch durch ein ausgeprägtes Skelettband gekennzeichnet. Diese Skelettlage bei etwa 90 cm hat auch vermutlich den Sandgehalt der Korngrößenanalyse leicht beeinflusst. III M kann erneut als kaum skeletthaltig und dunkelbraun (um 10YR 3/3) bezeichnet werden. Das wenige Skelett aus IV M ist mehr zugerundet, wobei die Farbe der Matrix leicht ins rötlich-braune tendiert (7,5 YR 4/4). Das liegende Kolluvium (V M) ist durch eine ausgesprochene Grobskelettlage gekennzeichnet; auch grobe Felsbrocken bis 15 und 20 cm Durchmesser sind mit eingemischt. Es ist in dieser Schicht bereits ein Übergang angedeutet zum rötlichen tonigen Lehm des liegenden BvT.

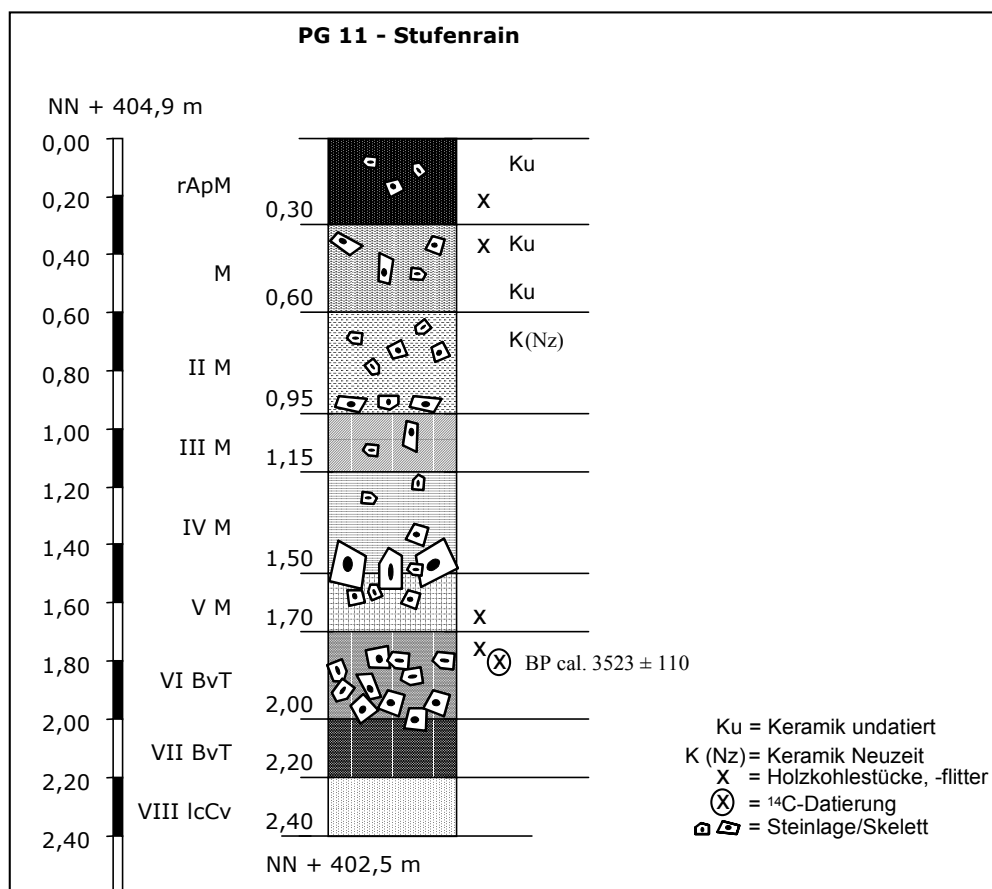


**Abbildung 59:** Laboranalytische Standardwerte PG 11 (n. b.: 0-30: rApM/ 170-200: VI BvT/ >220: VIII lcCv)

- Datierung PG 11

Holzkohlen konnten im Profil nur im oberen und unteren Bereich gefunden werden (vgl. Abb. 60). Die Schichten zwischen 60 und 150 cm waren in dieser Hinsicht steril. Im oberen Profilabschnitt konnten aber zahlreiche Artefakte geborgen werden, die klare Aussagen zum Alter zulassen. Den deutlichsten Hinweis auf ein neuzeitliches Alter der oberen zwei Kolluvienpakete lieferte eine Porzellanscherbe, die in einer Tiefe von 70 cm gefunden wurde. In den tieferen Bereichen bis 150 cm waren keine weiteren Fundstücke zu gewinnen. Die Schicht kann deshalb zeitlich nicht näher eingeordnet werden.

Aus dem BvT-Horizont in ca. 180 cm Tiefe konnte allerdings ein Holzkohlestück  $^{14}\text{C}$ -datiert werden. Das Alter wurde auf den Übergang von der frühen zur mittleren Bronzezeit bestimmt.



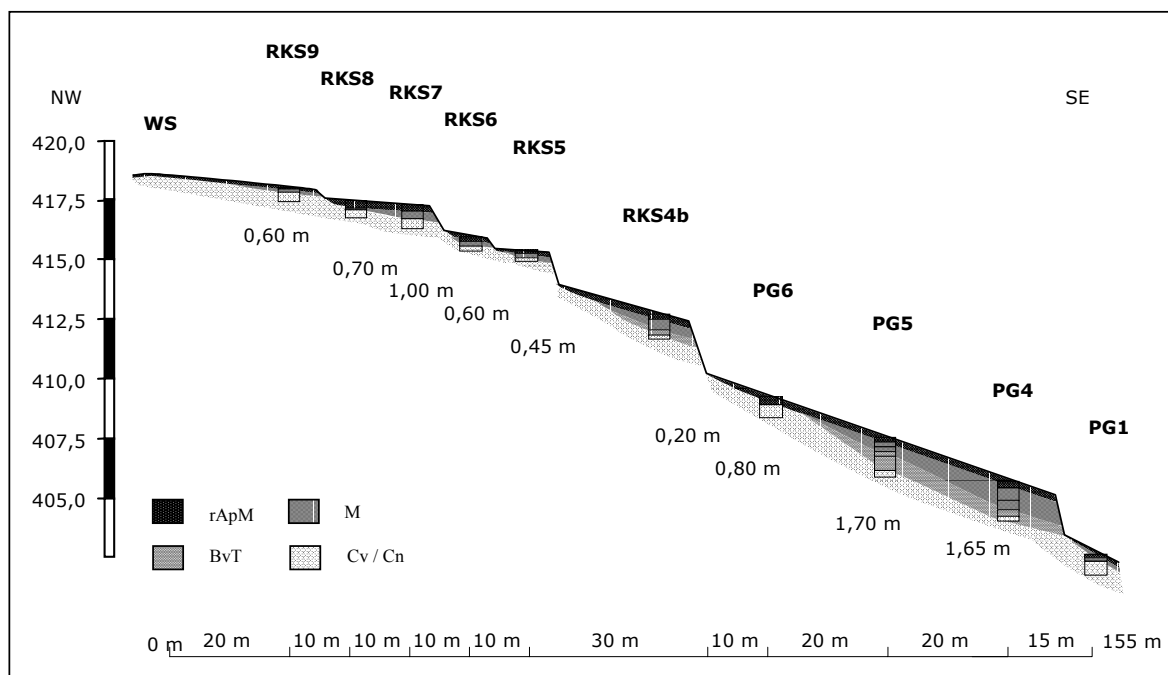
**Abbildung 60:** Zeichnung des Profils PG 11 (Stufenrain)

**Tabelle 15:**  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Holzkohlen aus PG 11

Name + Tiefe (cm)	Labor-nummer	datiertes Material	Radio-karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
PG 11-180	Erl-3114	Holzkohle	3313 ± 43	3523 ± 110	1683 BC - 1462 BC

### 5.3.3.2 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang

Der anthropogen angelegte agrarmorphologische Formenschatz zeigt einen ausgesprochenen Kausalzusammenhang in Bezug auf das Bodenbild. Dies gilt insbesondere für die Tiefgründigkeit der Böden wie auch für die Verbreitung von Kolluvien, die als Archive der Landnutzungsgeschichte von besonderem Interesse sind. Die Verbreitung der Bodentypen in dem stark terrassierten Gebiet zeigt in aller Regel am Oberhang der einzelnen Parzellen stark verkürzte Kultorendzinen, sowie mittelgründige bis tiefgründige Böden, je weiter man sich dem jeweiligen, als Sedimentfalle fungierenden Stufenrain nähert (vgl. Abb. 61). Im Bereich der untersten Parzelle wurden BvT-Reste, die von mächtigen Kolluvien überlagert werden, durch Grabung und Schnitt aufgeschlossen.



**Abbildung 61:** Schnitt Catena C Oberhang (4 x -fach überhöht)

Innerhalb der Kolluvien konnten Schichten ausdifferenziert und Holzkohlen für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen gewonnen werden. Nimmt man die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der beiden Aufschlüsse PG C 4 und PG 11 zusammen, so ergibt sich ein einheitliches Bild: Der erste belegte Eingriff des Menschen in die Landschaft kann in diesem Bereich für die Frühbronze- und ausgehende Frühbronzezeit nachgewiesen werden. Aufgrund der Befunde lässt sich vermuten, dass die Menschen bereits in der Bronzezeit bis in den BvT-Horizont geackert haben (vgl. HILZ 2001: 41). Ob der damit nahe an der Oberfläche anstehende Horizont – durch seine hohen Tongehalte mit damaligem Ackergerät wie Handhaken oder Jochsohlenpflug schwer zu bearbeiten – zur Aufgabe des Ackerbaus in der Bronzezeit geführt haben könnte, muss dahin gestellt bleiben.

Auch zum Alter dieser agrarmorphologische Formen können Angaben gemacht werden. Durch das Schneiden des Stufenrains (PG 11) sowie weiteren Datierungen von Kolluvien

aus PG C 4 ergibt sich ein mindestens frühbronzezeitliches Alter, da bereits aus diesem Zeitabschnitt Kolluvien vorliegen, die ohne den Stufenrain in seiner Funktion als Sedimentfalle in dieser Lage nicht mehr erhalten wären (HILZ 2001: 44). Dies schließt allerdings weder aus, dass der Stufenrain womöglich ein noch höheres Alter besitzt, noch dessen nachträgliche Veränderung in Höhe und Form im Laufe der Zeit.

Wie an anderen Stellen ergeben sich im Oberhangbereich von Gebiet C erneut stark ausgeprägte Schichtlücken zwischen dem rötlich-tonigen BvT-Horizont und den ältesten Kolluvien. Wie auch in PG 1 ist ebenfalls eine Art Skelettband zwischengeschaltet. Die Schichtlücke beträgt hier etwa 3.500 Jahre.

### 5.3.3.3 Unterhang

Am Unterhang konnten trotz störender Verbauung (Haus, Straße) mehrere Profile erbohrt werden. Zum einen geschah dies im privaten Gartenbereich oberhalb der Häuser. Zum anderen in den Bereichen der durch eine Straße und einen Altarm der Naab abgetrennten Naabaue. Zwischen Häusern und Straße musste laut Anwohnern mit zahlreichen Verkabelungen und Rohrleitungen gerechnet werden, weshalb dieser Bereich für Bohrungen gemieden wurde. Die Anwohner konnten auch Informationen zur jüngsten Nutzung des Unterhanggebietes bis zur Straße geben. Demnach ist die Bebauung erst ca. 30 Jahre alt. Zuvor waren diese Flächen unter ackerbaulicher Nutzung, nachdem wiederum dort zuvor lange Zeit bestehende Weinbergflächen aufgrund mangelnder Erträge aufgegeben wurden.

Die noch nicht fertiggestellte Gartenanlage eines Wohnhauses, unmittelbar unterhalb des schluchtartigen Kerbtälchens von Einzugsgebiet C, ermöglichte die Untersuchung an einer Aufschlusswand an äußerst günstiger Stelle (NA 4).

Die drei wichtigsten, erbohrten und untersuchten Profile werden in der folgenden Unterhang-Catena vorgestellt.

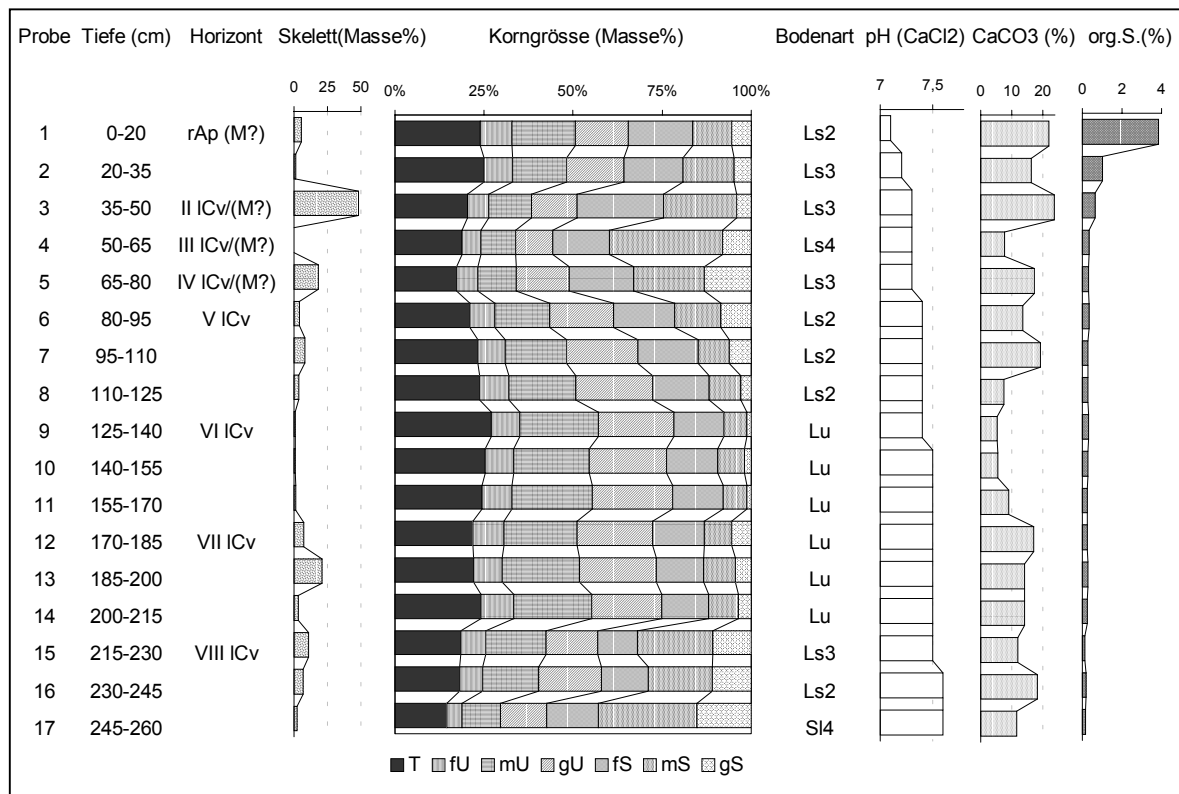
- **Profil NA 4**

Profil NA 4 stellt eine Aufschlusswand im rückwärtigen Gartenbereich eines Wohnhauses dar. Es war bis zu einer Profiltiefe von ca. 185 cm aufgeschlossen, eine Rammkernsonde konnte weitere 80 cm abgeteuft werden. Da kein weiterer Bohrfortschritt zu erzielen war, wurde vermutlich der anstehende Dolomit erreicht.

In dem Aufschluss kann zunächst lediglich der obere Bereich, möglicherweise Kolluvien, durch Skelettlagen (bei ca. 40 - 50 cm) und gröber gekörnte Bereiche makroskopisch untergliedert werden. Geringe Skelettgehalte und einheitliche Farben um 10YR 4/6 im mittleren und unteren Tiefenbereich verleihen dem Profil ein einheitliches Erscheinungsbild. Ab etwa 230 cm nehmen die Sandgehalte erneut leicht zu. Die Werte an organischer Substanz sind außer in den obersten Bereichen durchweg unter 0,5 %. Die Carbonatgehalte bewegen sich in etwa um 10 - 20 % (vgl. Abb. 62). Das Profil ist komplett frei von Holzkohlen und Artefakten.

Für die Substrate der unteren Hangbereiche nimmt der Verfasser an, dass es sich um solifluktiv verlagerten, nicht vollends entkalkten Lösslehm handelt. Hierfür sprechen

neben den Körnungen die Farben sowie insbesondere die verschwindend geringen Gehalte an organischer Substanz. Eine Interpretation als mächtiger kolluvialer Schwemmfächer kann für dieses Profil nicht in Frage kommen. Aufgrund der Reliefposition und der Gehalte an organischem Kohlenstoff scheiden auch Auenlehme aus. Wahrscheinlich erscheint deshalb, dass es sich durch die lange Nutzung als Weinberg- und Ackerstandort um eine stark erodierte Profil handelt. Die ehemals vorhandenen B-Horizonte wurden abgetragen, so dass heute lediglich eine Pararendzina vorliegt (s. Abb. 87).



**Abbildung 62:** Laboranalytische Standardwerte NA 4

### • Profil NA 3

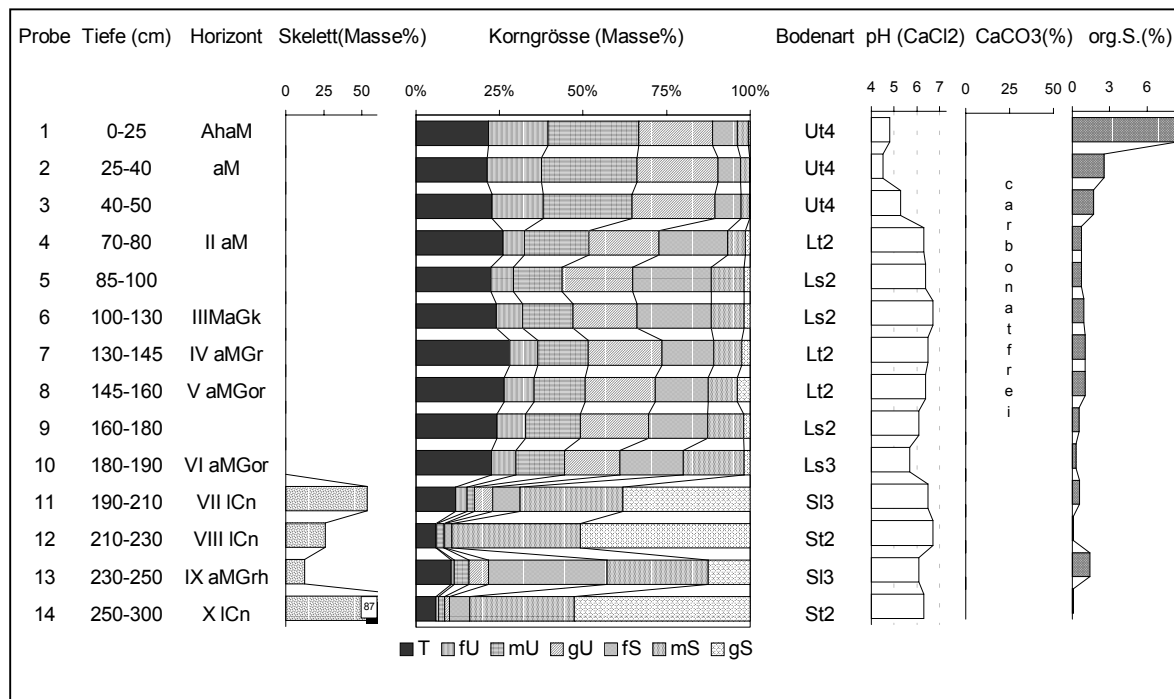
Durch einen Altarm der Naab vom Schloßbergbereich prozessmorphologisch getrennt, liegt NA 3 im Bereich der Naabauen. Die Entstehung dieses Altarmes ist anhand des datierten Torfkerns, der für die Pollenuntersuchungen herangezogen wurde, vermutlich in den Übergang späte Römische Kaiserzeit - Frömittelalter zu datieren (s. Kapitel 5.7 ).

Ab einer Tiefe von ca. 250 cm konnten grobe Talauenschotter mit gut gerundetem Skelett um etwa 5-10 cm Durchmesser und Skelettgehalten um 87 % erbohrt werden (vgl. Abb. 63). Schotterlagen, die ab 190 cm anstehen, bestehen zunächst aus größeren, gerundeten Schottern um 4 cm, ab 210 cm um 2 cm Durchmesser. Zwischen diesen Schottern ist von 230 - 250 cm eine humose Sandlage eingeschaltet (Abb. 63, Probe 13). Mit Sandgehalten um 78 % und Skelettgehalten um lediglich 12 % hebt sie sich auch durch ihre

braunschwarze Farbe (5YR 3/1) und ihre hohen Werte an organischer Substanz (1,4 %) deutlich ab.

Hangend folgen mehrschichtige Auenlehm-Pakete, von reduktiver bis oxidativer, zum Teil konkretionierter Überprägung wechselnden Ausmaßes.

Mit Probe 6 (III MaGk) konnte möglicherweise ein Teil eines vorgeschichtlichen Kolluviums erbohrt werden. Eine sichere Ansprache als solches kann jedoch nicht erfolgen.



**Abbildung 63:** Laboranalytische Standardwerte NA 3

### • Profil NA 2

Etwa 10 m südöstlich von NA 3 wurde Profil NA 2 aufgenommen (vgl. Abb. 56).

Hier konnten ab einer Tiefe von 255 cm Naabschotter erbohrt werden (vgl. Abb. 64). Diese sind zweigeteilt: Skelett bis etwa 3 cm Durchmesser ist von einer weiteren Lage mit Skelett bis etwa 6 cm Durchmesser unterscheidbar.

Über diesen folgt zwischen 240 bis 255 cm eine ausgeprägte Sandlage mit einem Maximum im Mittelsand und einem zweiten Schwerpunkt im Grobsandbereich. Die Werte deuten darauf hin, dass es sich nicht um Dolomitasche handelt. Die Carbonatfreiheit der Probe deutet in dieselbe Richtung. Leicht erhöhte Werte an organischer Substanz kommen möglicherweise vom überlagernden Horizont.

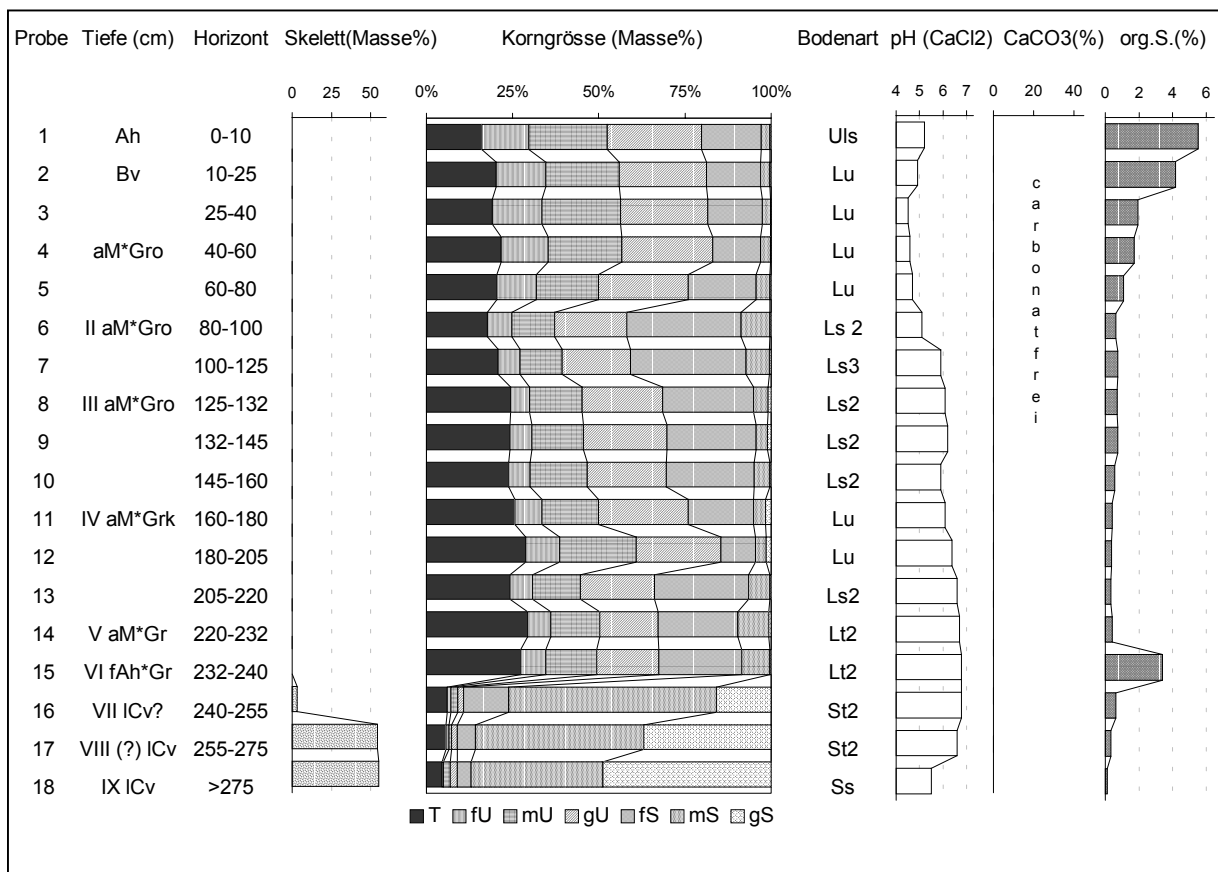
Wie in NA 3 wurde nämlich in ähnlicher stratigrafischer Lage ein humoser fAh-Horizont gefunden (Probe 15). Dieser besitzt mit Werten um 3,4 % sogar weit höhere organische Kohlenstoff-Gehalte. Das Sediment kann nicht als Mudde bezeichnet werden, da es für eine Ansprache als organo-mineralische Mudde laut AG BODEN (1996: 149) eines

organischen Kohlenstoffgehaltes von  $> 5\%$  bedarf. Zum Teil konnten gut erhaltene Holzstücke geborgen werden.

An der Probe konnte eine Pollenausählung in genügend großer Stückzahl durchgeführt werden. Die Probe konnte infolgedessen näher charakterisiert und durch eine relative Datierung anhand der vergleichbaren Pollenanalysen von KNIPPING (2000) ins Subboreal gestellt werden. Aufgrund des sehr geringen Anteils an Nichtbaumpollen kann für diese Zeit, in Zusammenhang mit hohen Erlenanteilen von einem geschlossenen Erlen-Auwald ausgegangen werden.

Eine detaillierte Dokumentation der Pollenführung findet sich Kapitel 5.7. Inwiefern bei den humosen Auenhorizonten des Gebietes (vgl. auch VA 23) von einem „Schwarzen Auenboden“ gesprochen werden kann (vgl. RITTWEGER 2000) wurde bereits in Kapitel 5.2.3 diskutiert.

Hangend folgen mehrschichtige Auenlehme, die ähnlich NA 3 unterschiedlich stark pedogenetisch überprägt sind. In Profil NA 2, im Bereich einer kleinen Kuppe gelegen, konnte sich ein Bv-Horizont und somit eine Vega ausbilden.



**Abbildung 64:** Laboranalytische Standardwerte Profil NA 2

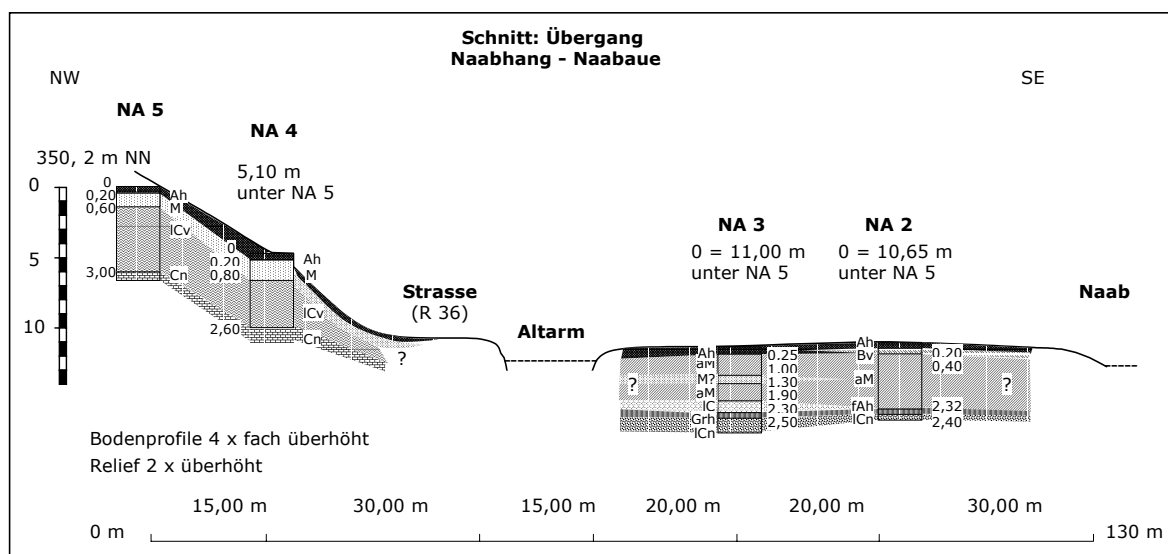


### 5.3.3.4 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang

Am Hangfuß des Einzugsgebietes C konnte nur ein geringmächtiger bzw. kein kolluvialer Schwemmfächer nachgewiesen werden. Verantwortlich dafür wird ein Zurückhalten der Kolluvien durch anthropogen-morphologische Überprägung am Oberhang seit der Bronzezeit gemacht (s. Kapitel 5.3.3.2). Möglicherweise kann zudem mit Austrag der Kolluvien nach Ablagerung am Hangfußbereich ausgegangen werden. Stattdessen findet sich dort eine Pararendzina auf mächtigen Lösslehm-Ablagerungen.

In den Profilen der Naabaue konnten Talauenschotter, ein schwarzer Auenboden sowie bis zu 2 m mächtige und geschichtete Auenlehme belegt werden.

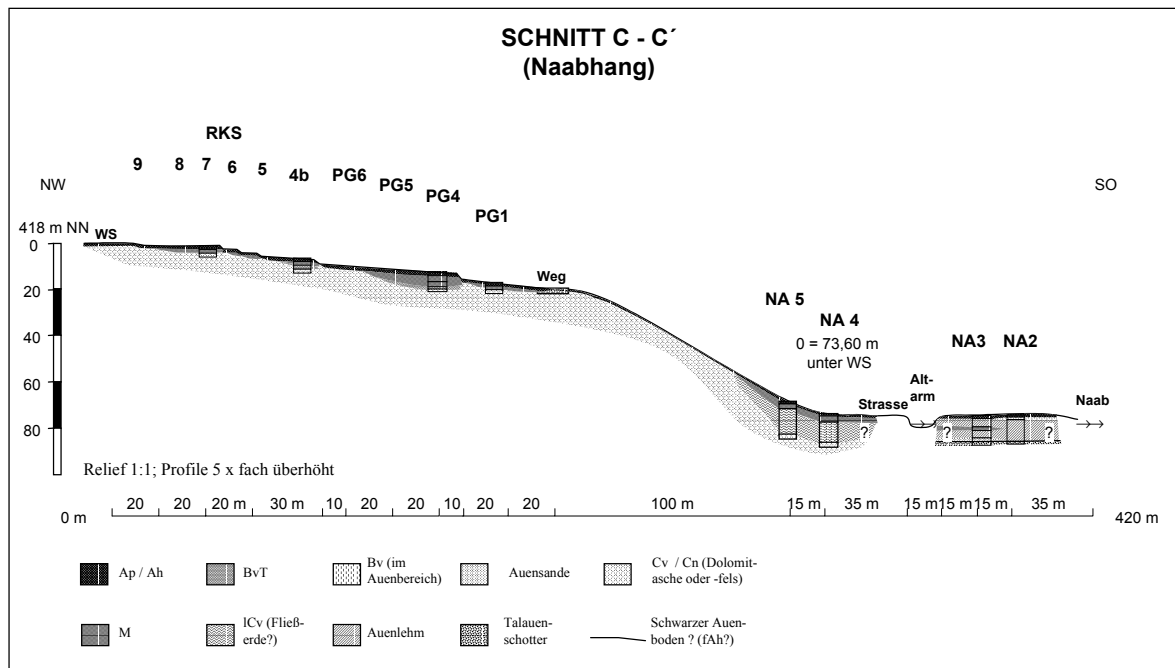
Abbildung 65 fasst die bodenkundliche Situation des Überganges vom Hangfuß in die Naabaue zusammen.



**Abbildung 65:** Schnitt Naabhang - Naabaue Gebiet C

### 5.3.3.4 Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet C

Im Einzugsbereich auf dem Bergplateau liegt starke anthropogenetische Überprägung in Form von Stufenrainen und daraus entstandenen Ackerterrassen vor. Aus diesem Grunde wurden große Mengen Kolluvien zurückgehalten und bilden dort Geoarchive (siehe PG C 4; PG 11).



**Abbildung 66:** Schnitt Catena C-C' (Oberhang und Unterhang wurden bereits separat vorgestellt, vgl. Abb. 61 & 65)

Die Kolluvien am Plateau sind hinsichtlich Artefakten und Holzkohlen fundarm. Es konnte anhand  $^{14}\text{C}$ -Datierungen dennoch nachgewiesen werden, dass die Ackerterrassen als Sedimentfallen bereits bronzezeitliches Alter besitzen. Seitdem wurde die Kolluvienverspülung sicherlich in erheblichem Maße eingeschränkt.

Wieviel Kolluvien überhaupt bis zum Hangfuß verlagert wurden, kann kaum abgeschätzt werden. Für den Hangfuß-Bereich nimmt der Verfasser jedoch an, dass es sich nicht um einen kolluvialen Schwemmfächer, sondern um solifluktiv verlagerten, nicht vollends entkalkten Lösslehm handelt (NA 5 / NA 4).

Bis in die Auenbereiche der Naab konnten kaum Kolluvien vordringen. Vielmehr handelt es sich im Auenbereich durchweg um Auenlehme bzw. -sedimente verschieden starker postsedimentärer, pedogenetischer Überprägung. An der Basis der Profile NA 2 & NA 3 konnten humose Horizonte festgestellt werden. Aufgrund der Gehalte an organischer Substanz von < 5%, können diese Horizonte nicht als Mudden bezeichnet werden. Aus vielen Flusstälern Mitteleuropas werden solche humosen Horizonte, zum Teil auch mit Gehalten an organischem Material von weniger als 5% beschrieben (SCHIRMER 1983; LITT 1988; HILGART 1995; RITTWEGER 2000). Stratigrafisch liegen sie zwischen Talauenschottern und Auenlehmen, wobei große zeitliche Diskordanzen vorliegen können. Der Beginn der Entwicklung dieser „Böden“ wird ins ältere Holozän gesetzt. Ein Ende ist oft schwer festzustellen. Dennoch gibt es Indizien, dass die Hauptentwicklungsperiode im Boreal und frühen Atlantikum zu sehen ist und das Alter definitiv höher ist als die Bronzezeit (spätes Subboreal) (RITTWEGER 2000: 149).

Dass es sich hier im Naabtal um diese sogenannten „Schwarzer Auenböden“ oder Varietäten davon handelt, kann trotz der wenigen Bohrprofile sowie der geringen

Datengrundlage vermutet werden. Weitere flächendeckende Untersuchungen müssten dies verifizieren.

Diese humosen Horizonte wurden pollenanalytisch beprobt und ausgezählt. Anhand der Pollenführung konnten sie sowohl zeitlich eingeordnet, als auch der Beginn der Auenlehmsedimentation der Naab mit einem Terminus post quem relativ datiert werden. Die Auenlehme sind somit jüngeren Alters als die Bildung der „Schwarzen Auenböden“, die hier im Naabtal ins späte Atlantikum / frühe Subboreal zu setzen sind. Damit würden sie dennoch mit zu den jüngsten Phänomenen dieser Art zählen. Sie lieferten somit einen wichtigen Beitrag zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte, da sie eine geomorphologische Stabilität und eine natürliche Landschaft anzeigen, die nur wenig gestört wurde, während die Sedimente darüber bereits anthropogene Umweltveränderungen, insbesondere durch Waldrodung und Ackerbau beweisen (RITTWEGER 2000: 161).

Ein Vegetationsbild der Naab-Auenbereiche im frühen Subboreal muss demnach mit noch relativ geschlossenen Erlen-Auenwäldern gezeichnet werden. Spätestens zur römischen Kaiserzeit war dann jedoch die Naabaue größtenteils baumfrei. Dies konnte anhand eines Torfbohrkerns aus dem Naabtal nachgewiesen werden (vgl. Kapitel 5.7).

### 5.3.4 Einzugsgebiet D (Catena D - D')

Die Catena mit dem flächenmäßig größten Einzugsgebiet des Schloßbergbereichs führt nordwestlich hinab ins Vilstal nach Traidendorf (vgl. Abb. 6).

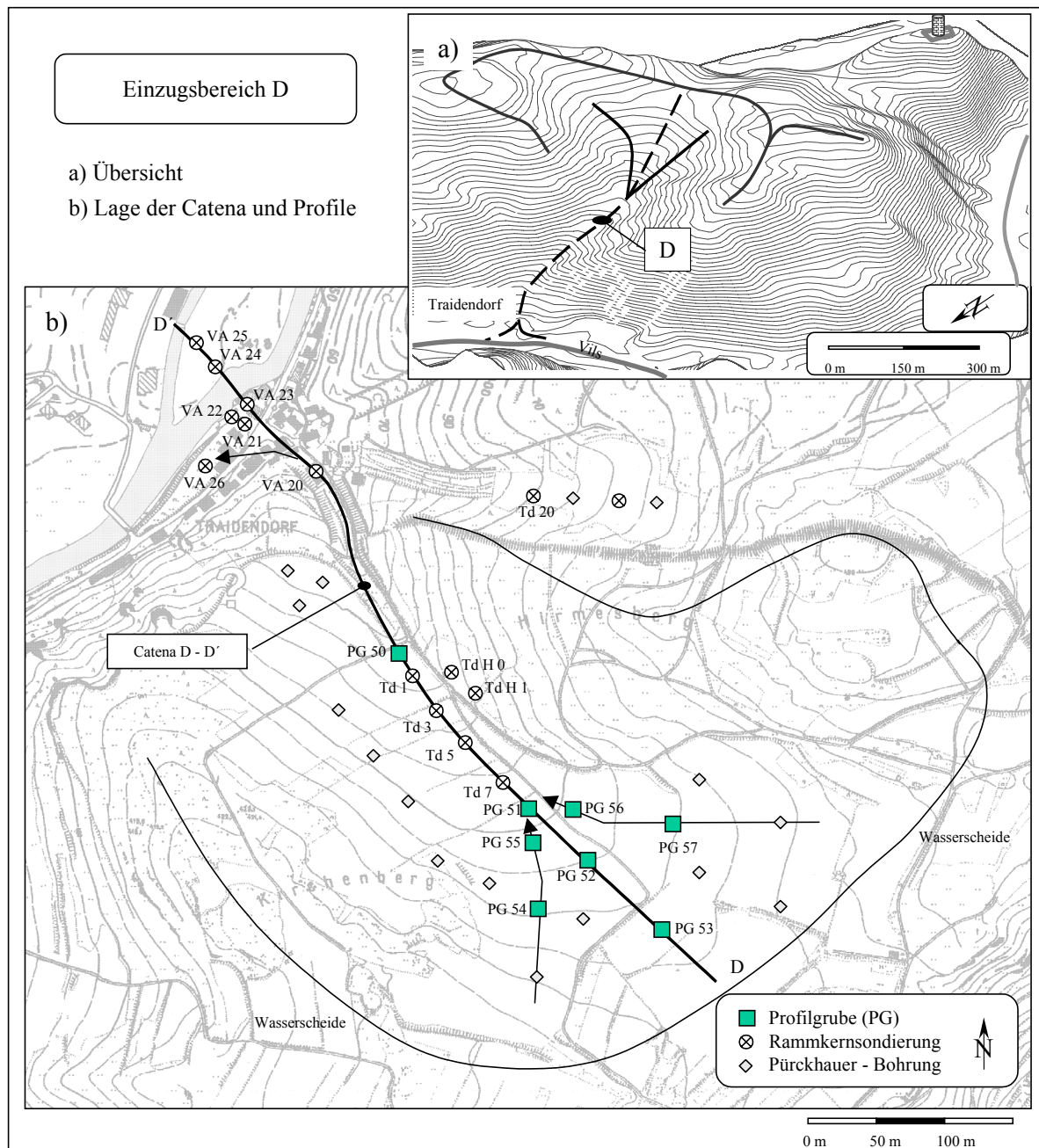
- Relief:

Der Oberhangbereich ist durch ein bis etwa 20°, relativ gleichmäßig geneigtes, muldenförmiges Erosionstal gekennzeichnet. Die Wasserscheide liegt an ihrem tiefsten Punkt, am Sattel zu Gebiet C bei etwa 418 m NN und erhöht sich von diesem in nördlicher (Hirmesberg) wie westnordwestlicher Richtung (Kirchenberg). Nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1995, vgl. Abb. 7) sind hier am Oberhang durch dieses Erosionstal die Riffkalke des Malm  $\delta$  aufgeschlossen. Das Tal verengt sich zunehmend bis zu einer konvexen Hangkante, von welcher ein konzentrierter, durch rückschreitende und lineare Tiefenerosion schluchtartig entwickelter Hangabschnitt ins Vilstal hinab führt (vgl. Abb. 67).

Am Ausgang dieser schluchtartigen Tilke liegt Traidendorf. Die Vils reicht an dieser Stelle nahe an den Berg heran, wodurch zwischen Talausgang und Fluss nur eine geringe Distanz gegeben ist. Ein Kanal, der ein Wasserkraftwerk speist, zweigt nördlich vom Hauptarm ab und hat somit eine kleine Insel geschaffen. Bereits am Verlauf der Hauptstraße durch Traidendorf (St 2165), die zwischen Fluss und Berg verläuft, kann man aus rein geomorphologischer Betrachtung eine Schwemmfächerform erkennen. Der Straßenverlauf erhöht sich nämlich in Richtung auf diesen Schwemmfächer deutlich und fällt am anderen Ende wieder ab.

In einer konzentriert zulaufenden, am Oberhang baumartig aufspaltenden „dendritischen“ Catena wurden zahlreiche Profilgruben aufgegraben und Rammkernbohrungen niedergebracht. Im Schwemmfächerbereich liegt durch Straße und Ortschaft sehr starke Flächenversiegelung und Verbauung vor. Ein zweirohriger Abflusskanal führt unterirdisch vom Berg hinab in die Vils. Dies beeinträchtigte die Untersuchungen erheblich. Es musste lange nach geeigneten Bohrpunkten gesucht und diese mit Anwohnern abgesprochen werden. Im Bereich von Traidendorf lagen alle Bohrpunkte in privaten Grundstücks-, meist Gartenbereichen. Eines der wichtigsten Profile (VA 23) lag gar unter einer nur mit Lehm Boden ausgekleidet Scheune, die dennoch von modernen Bauarbeiten ungestörte Verhältnisse bereitstellte.

Die wichtigsten Profile sollen aufgeteilt nach Ober- und Unterhang im Folgenden vorgestellt werden.

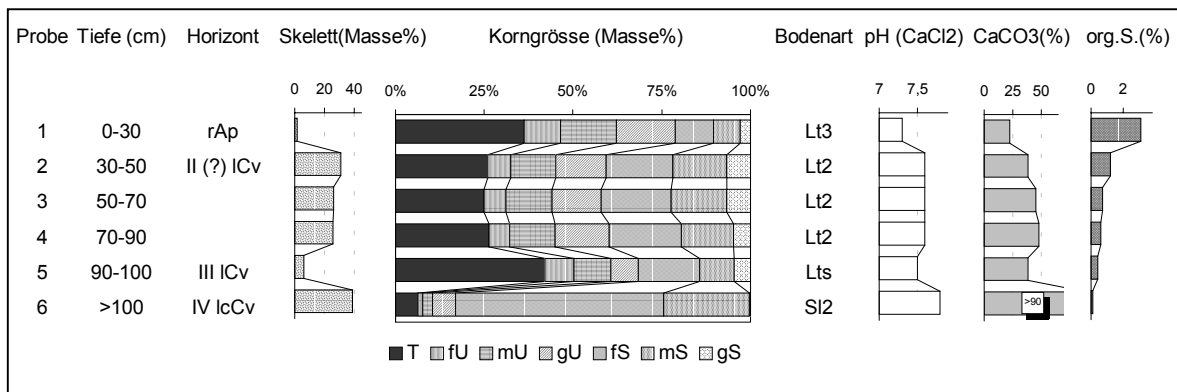


**Abbildung 67:** Detailkarte Einzugsgebietes D mit Übersicht am Geländemodell (a) und Lage der Gruben und Rammkernbohrungen (b)

#### 5.3.4.1 Oberhang:

##### • PG 57

Profilgrube PG 57 wurde bis zur ab etwa 1 m anstehenden Dolomitasche (Probe 6) aufgegraben. Sie zeigt ein typisches Feinsandmaximum mit Carbonatgehalten von > 90%. Darüber folgt ein schmales, stark tonhaltiges und nahezu skelettfreies Lehmband. Es kann nicht näher eingeordnet werden. Die hangenden Proben konnten eindeutig periglazialen



**Abbildung 68:** Laboranalytische Standardwerte PG 57

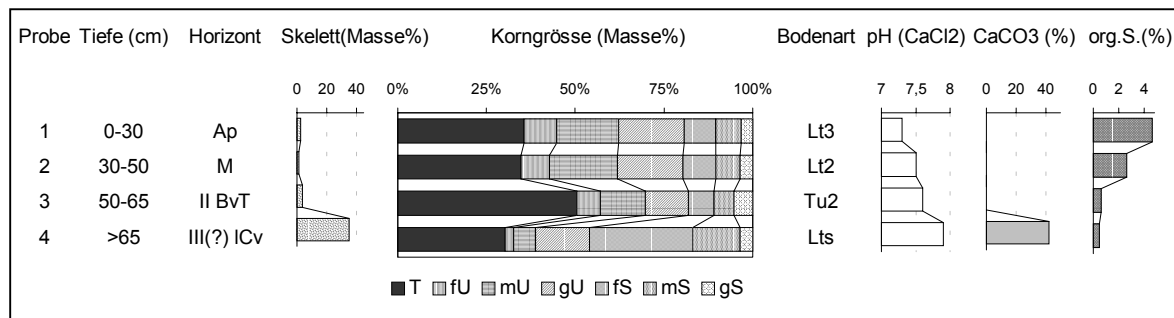
Fließerden zugeordnet werden. Diese sind von 30 bis 90 cm nahezu einheitlich ausgeprägt, zeigen hohe Skelett- und Carbonatgehalte bei geringen Werten an organischer Substanz. Das Skelett ist sehr stark in Gefällerrichtung eingeregelt: In PG 57 wurde zur Aufstellung einer Stratigrafie eine Einregelungsmessung durchgeführt (vgl. Kapitel 5.3.2). 93 % aller zuordenbarer Stücke konnten in die Sektoren links I und rechts I eingeordnet werden und zeigen somit charakteristische Werte periglazialer Fließerden (vgl. VÖLKE & RAAB 1999).

#### • PG 56

Während in Profilen oberhalb PG 56 nur stark verkürzte Kulturrendzinen zu finden sind (vgl. Abb. 87), sind in PG 56 die höchsten am Hang gelegenen Kolluvien und BvT-Horizonte zu finden.

Der BvT zeigt typische Werte mit > 50% Tongehalt, rötlich braunen Farben (5YR 4/6) und ausgeprägtem Polyedergefüge. Auffällig war in PG 56 eine extrem starke Holzkohleanreicherung mit einem Durchmesser von etwa 30 cm. Sie wurde zunächst für einen fossilen Baumstamm gehalten. Es hat sich bei genauerer Betrachtung jedoch herausgestellt, dass eine Baumstruktur nicht bestätigt werden konnte, sondern vielmehr unzählige Holzkohlestücke zum Teil ebenfalls mit beachtlicher Größe vorlagen. Alle Stücke wurden als *pinus*-Hölzer bestimmt, eine Altersdatierung wurde nicht durchgeführt. Diese Anreicherung war teilweise bis in den BvT-Horizont eingetieft. Es konnte keine Erklärung zur Genese dieser Form gefunden werden. Möglicherweise könnte es sich jedoch um eine Art Feuerstelle, gegebenenfalls in Zusammenhang mit Verhüttungsprozessen gehandelt haben.

Eine scharfe Grenze setzt den BvT-Horizont von der liegenden Fließerde ab, die sich durch Skelett, Farbe sowie Carbonatgehalt klar unterscheidet (Abb. 69).



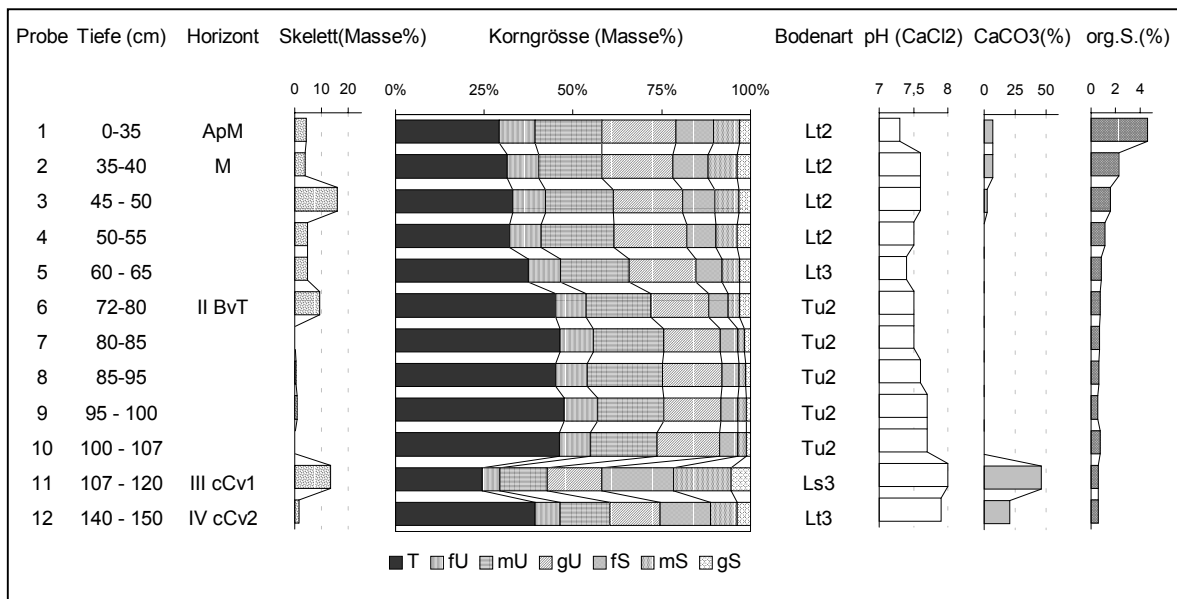
**Abbildung 69:** Laboranalytische Standardwerte PG 56

- **PG 51 (s. Foto Anhang A 18)**

PG 51 liegt oberhalb einer etwa 80 cm hohen Ackerrandstufe in der Tiefenlinie der Oberhangcatena.

Die periglazialen Fließerden sind in diesem Profil in zwei Lagen entwickelt (ICv 1 & ICv 2, vgl. Abb.70). Die tiefere besitzt deutlich höhere Tongehalte bei geringeren Skelett-, Sand-, und Carbonatanteilen. Die höher gelegene Schicht markiert die scharfe Grenze zum hangenden BvT-Horizont, der an dieser Stelle eine Mächtigkeit von nahezu 40 cm aufweist. Es konnten keine Holzkohlestücke darin gefunden werden. Als Gegenpol zu PG 1 und PG 4 im Einzugsbereich A wurde diese Profilgrube für mikromorphologische Untersuchungen ausgewählt. Der mächtige BvT-Horizont, die liegenden Fließerden sowie die hangenden Kolluvien schienen für eine Beurteilung von Stratigrafie und Genese anhand Mikromorphologie der beste Standort des Hanges zu sein. Die Ergebnisse, eine Entwicklung des BvT aus umgelagertem Substrat, wahrscheinlich Kolluvium, werden im Kapitel 5.2.3 diskutiert.

Die Kolluvien reichen im Profil bis ca. 70 cm Tiefe und lassen keine ausgeprägte Schichtung erkennen. Sie enthalten in allen Tiefen zahlreiche Holzkohleflitter und -stücke. Auch Keramik, Schlacken und Ziegel konnten geborgen werden. Die Keramik, zum Teil glasiert, konnte zum überwiegenden Teil eindeutig dem Mittelalter und jüngeren Phasen zugeordnet werden, weshalb auf weitere Datierungen ( $^{14}\text{C}$ ) verzichtet wurde. Lediglich wenige Keramikfragmente an der Basis der Kolluvien konnten der Urnenfelderzeit und älteren Epochen zugeschrieben werden. Allerdings lagen auch diese mit Schlacken vermengt vor. Somit kann anhand PG 51 gefolgert werden, dass die Kolluvien am Oberhangbereich von Einzugsgebiet Traidendorf mittelalterlicher oder jüngerer Zeitstellung sind. Spärliche Hinweise auf ältere Phasen werden in Form von bronzezeitlicher Keramik gegeben, die in die Kolluvien eingemengt ist.



**Abbildung 70:** Laboranalytische Standardwerte PG 51

### • RKS Td 1 - 7

Im Bereich zwischen PG 50 und 52 wurden zahlreiche Rammkernsondierungen niedergebracht, um etwaige, verfüllte Karsthohlformen zu finden und um die Tiefe des anstehenden Dolomit zu erkunden. Mit Kolluvien verfüllte Karsthohlformen konnten nicht gefunden werden. Auch die Ergründung der Tiefe des anstehenden Dolomits gestaltete sich schwierig. So konnte im unteren Bereich zwischen PG 50 und 51 bei keiner einzigen Bohrung die Fließerdedecke durchteuft werden. Dies war vor allem wegen der Zähigkeit der Substrate nicht möglich, da kaum Bohrfortschritt erzielt werden konnte. Zwischen PG 50 und 51 konnten mit Bohrtiefen bis 3 m die Fließerden nicht durchteuft werden.

### • PG 50

PG 50 liegt bereits am Übergang zur konzentriert verlaufenden Tiefenlinie in die schluchtartige Tilke hinein.

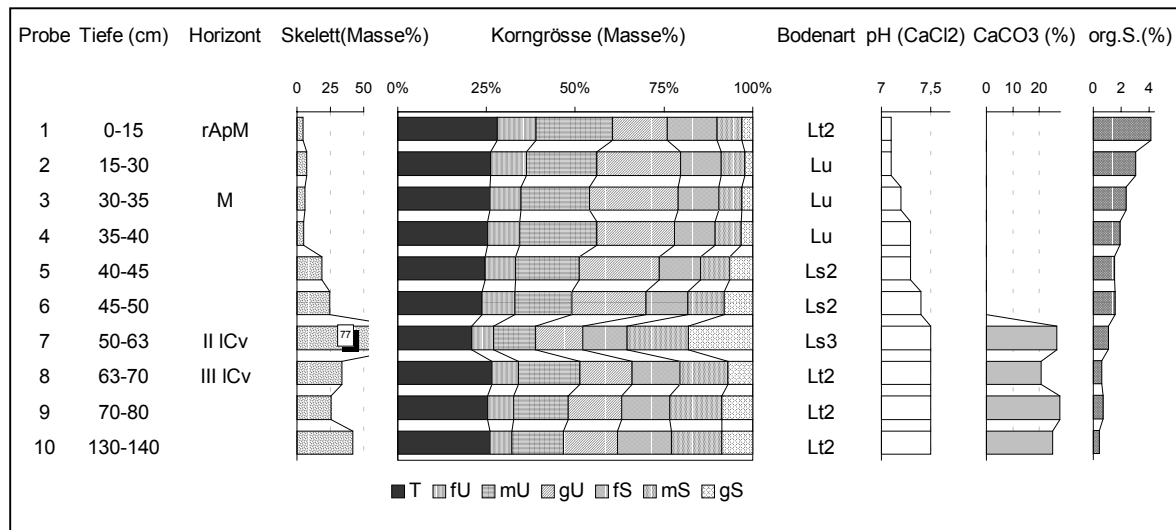
Auch hier konnten perglaziale Fließerden ergraben werden. Eine ausgeprägte Längsachsen-Einregelung wurde festgestellt. 90 von 100 einordenbaren Skelettstücken fielen in die Sektoren links I und rechts I (vgl. Abb. 15).

In einer Tiefe von 50 - 63 cm findet sich ein Skelettband. Es ist aus bis zu 10 cm großen Brocken aufgebaut und besitzt einen Skelettgehalt von nahezu 80 % (Abb. 71). Hangend folgen geringmächtige Kolluvien. Auch in ihnen ist kaum eine Differenzierung auszumachen. Sie führen ebenfalls Artefakte und Schlacken, die eindeutig in das Mittelalter oder jüngere Phasen datierbar sind. Ein Nagelkopf bei 37 cm kann vermutlich der Neuzeit zugeschrieben werden.

Wie in PG 51 finden sich jedoch in größeren Tiefen auch vereinzelt Stücke, die in die Urnenfelder- oder Bronzezeit datieren, so zum Beispiel zwei Keramikfragmente in 45 und 50 cm Tiefe. Es kann allerdings davon ausgegangen werden, dass diese alten Stücke



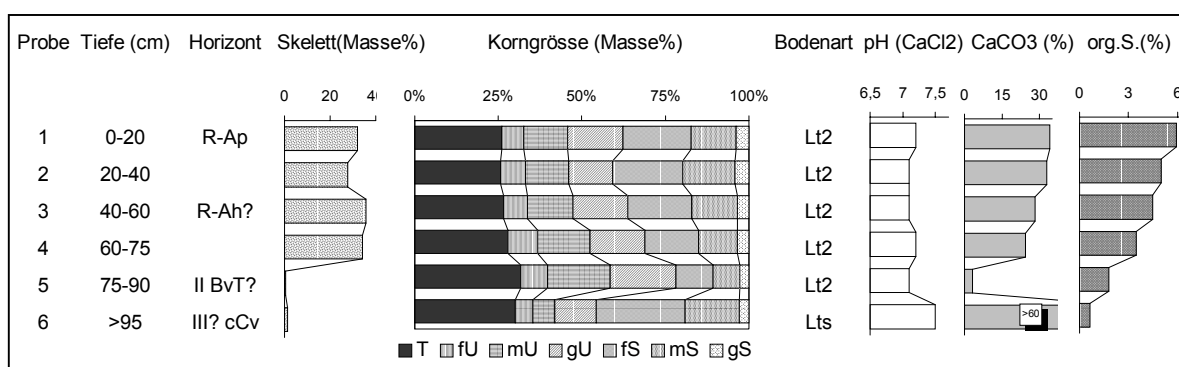
lediglich mit eingemengt vorliegen und nicht eine Kolluvienschicht dieses Alters markieren.



**Abbildung 71:** Laboranalytische Standardwerte PG 50

#### • Hortisole Td H

Unmittelbar gegenüber dem Feldweg auf Höhe von PG 50 sind kleine Gartenanlagen zu finden. Sie wurden in zwei Bohrungen erkundet. Diese zeigen vergleichbare Bodenprofile. Die Bohrungen konnten bis zu den Fließerden niedergebracht werden, die sich durch ihren hohen Carbonatgehalt von der darüber liegenden Schicht deutlich absetzen (Abb. 72). Bei dieser könnte es sich farblich (7,5YR 4/6) und durch die niedrigen Skelett- und Carbonatgehalte um einen BvT-Rest handeln (Probe 5). Die Tongehalte um 32 % sind dafür jedoch relativ gering. Darüber folgen stark humose, mit Munsell-Werten um 10YR 2/1 bis 1,7/1 tiefschwarze Schichten. Bei ihnen handelt es sich vermutlich um R-Ah und R-Ap Horizonte, die durch langjährige, intensive Gartenkultur mit Zufuhr von organischer Substanz, tiefes Umgraben und stark angeregter biologischer Aktivität entstanden sind. Auch heute noch wird dieser Bereich durch Gartenbau intensiv genutzt (vgl. Abb. 87b).



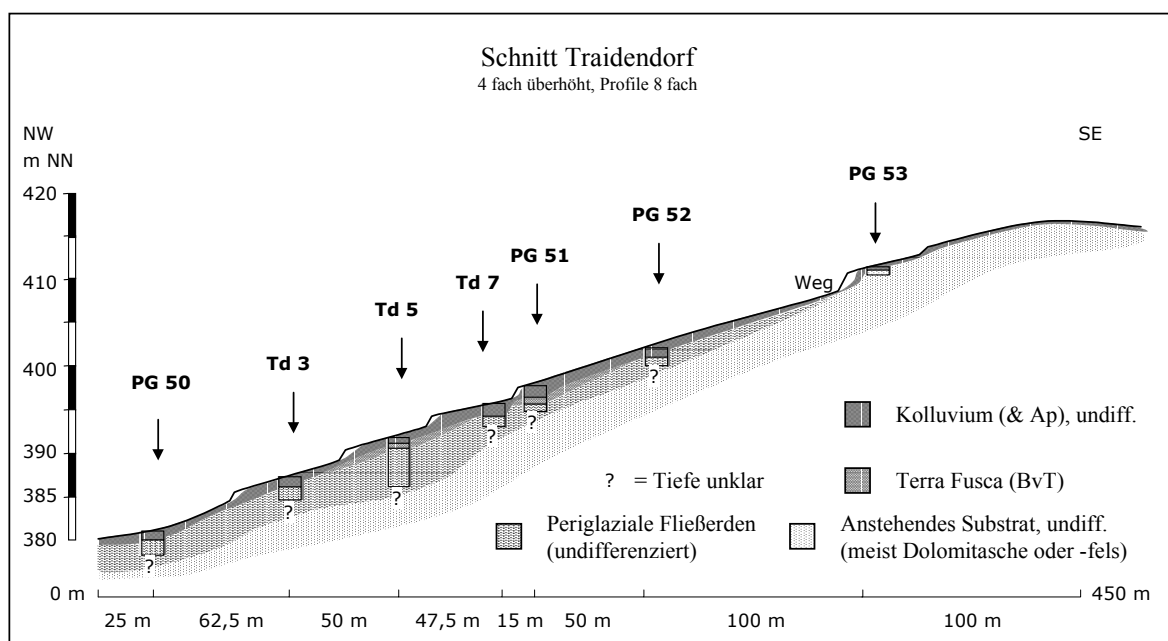
**Abbildung 72:** Laboranalytische Standardwerte Td H

### 5.3.4.2 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang

Der Oberhang des Einzugsgebietes D wurde lange Zeit ackerbaulich genutzt. In der Uraufnahme 1841 sind Ackerparzellen zu erkennen, die bis heute Gültigkeit haben. Hier im Gebiet sind die deutlichsten Negativfolgen der Bodenerosion klar zu erkennen: die hufenflurartigen Parzellen können nicht mehr bis zu ihrem oberhangwärtigen Ende gepflügt werden, da auf halber Höhe der Pflug bereits den Dolomitfels mit aus dem Boden reisst. Es kann hier am Oberhang von Totalerosion gesprochen werden. Lediglich die flacheren Hangbereiche können bis heute ackerbaulich genutzt werden (s. Foto Anhang A 20). Nach Angaben der Landwirte ist es allerdings nur eine Frage der Zeit, wann aufgrund der äußerst spärlichen Erträge eine Bestellung aller Felder aufgegeben wird.

Vor allem in den Bereichen der Tiefenlinie wurden in Aufgrabungen Kolluvien und zum Teil sogar mächtige BvT-Horizonte über periglazialen Fließerden gefunden. Die Kolluvien führen zahlreiche mittelalterliche und jüngere Keramik, Schlacken und andere Artefakte sowie Holzkohle und Holzkohleflitter. Da in den Kolluvien keine Stratifizierung festgestellt werden konnte, sind sie allesamt mit einem Terminus post quem versehen und die Zeitphasen der intensivsten Eingriffe in diesem Gebiet werden damit dokumentiert. Dass ältere Kolluvien bereits durch (vor-) geschichtliche Bodenerosion ausgetragen wurden und somit zwischen BvT-Horizonten und hangenden Kolluvien größere Schichtlücken existieren, kann nicht ausgeschlossen werden.

In den unteren Bereichen der Kolluvien kommen in manchen Gruben (z.B. PG 50 & PG 51) einige wenige urnenfelder- bis bronzzeitlich datierte Keramikfragmente vor. Diese sind am äußeren Bereich des Schloßbergs ansonsten nicht zu finden. Ob sie für Ackerbau zu dieser Zeit in diesem Bereich sprechen oder lediglich durch mittelalterlichen oder jüngeren Ackerbau eingemengte Scherben darstellen, kann nicht mehr beantwortet werden. Sie müssen vage Hinweise bleiben.



**Abbildung 73:** Schnitt Catena D Oberhang

### 5.3.4.3 Unterhang Einzugsgebiet D (Vilstal bei Traidendorf)

Am Ausgang der schluchtartigen Tilke bei Traidendorf kann ein kolluvialer Schwemmfächer bereits am Verlauf der Hauptstraße beobachtet werden, die über diesen hinweg und dabei auf und wieder abwärts führt. Im Bereich Traidendorf konnte aufgrund Verbauung durch Häuser, Kanalrohre und Straße keine Aufgrabung erfolgen. Alle Profile wurden durch Rammkernsondierungen in privaten Grundstücksbereichen der Anwohner gewonnen.

Sondierungen wurden von der Schwemmfächerwurzel bis in die Auenbereiche hinein durchgeführt. Als besonders günstig stellte sich ein Hinweis eines Anwohners heraus, unter dessen Scheune, die nur mit Lehm Boden ausgekleidet war, eine Sondierung durchgeführt wurde (VA 23).

Zur Lage der Profile siehe Abb. 67.

- **VA 20**

Unmittelbar am Ausgang der Tilke wurde mit VA 20 die erste Bohrung im Unterhangbereich niedergebracht. Sie zeigt einen etwa 8 cm mächtigen A-Horizont. Der anstehende C-Horizont ist dreigeteilt: von 8 - 18 cm Tiefe folgt rötlicher Sand (5 YR 4/6), der bis 65 cm von gelblichem Sand (10YR 6/8) mit Skelettstücken abgelöst wird. Der ab 65 cm anstehende der weiße Sand (5YR 8/2) führt angewitterte Dolomitstein-Reste. Es konnte keine Kolluviendeposition vorgefunden werden. Auf eine Beprobung und Laboranalyse wurde verzichtet.

- **VA 23**

Ausgewählt für eine eingehende Untersuchung in diesem Gebiet wurde VA 23. Die Bohrung wurde auf Hinweis des anwohnenden Landwirtes im Kellergeschoss einer mit Lehm Boden ausgelegten Scheune niedergebracht. Dem Bohrprofil fehlen deshalb die obersten 220 cm, da der Kellerboden um diesen Betrag unterhalb der GOK lag.

Dennoch konnten im Profil mächtige Kolluvien und Auenlehme gefunden werden. Das Profil insgesamt ähnelt im Bereich der Kolluvien und Auenlehme stratigrafisch stark dem Profil PG VA 1, am kolluvialen Schwemmfächer bei Kallmünz.

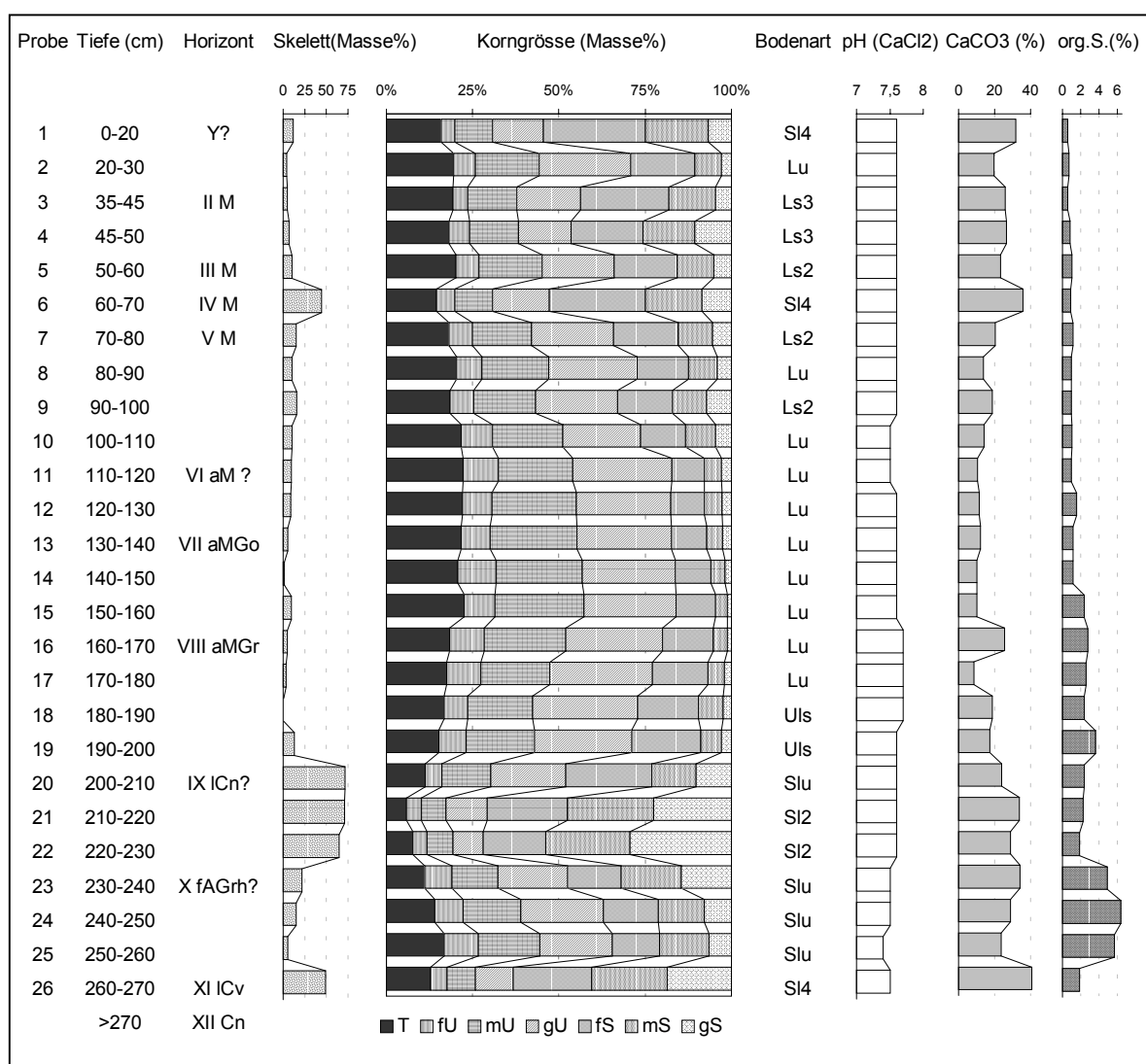
So setzen sich wie dort die Kolluvien im oberen Profilbereich bis 110 cm anhand der Laborwerte klar ab (Abb. 74). Sie zeigen einen unruhigen, auf zahlreiche Schichtung hinweisenden Körnungsverlauf mit gröberen Zusammensetzungen sowie höhere Gehalte an Carbonat und Skelett. Teilweise erhöhen sich die Skelettgehalte deutlich (60-80 cm). Zahlreiche Holzkohlen konnten gefunden werden, zudem ein nicht näher zu bestimmendes Keramikfragment bei 70 cm.

Liegend folgt bis 200 cm ein klar abgesetzter, ruhiger Körnungsverlauf mit deutlich feinerer Körnung. Die Sedimente dieses Tiefenbereiches sind nahezu skelettfrei und besitzen geringe Carbonatgehalte. Es konnten Holzkohlen sowie zum Teil auch Holz (145 cm) geborgen werden. Sie können als Auenlehme interpretiert werden. Trotz der Reliefposition, einem schmalen Streifen zwischen Steilhang und Vils, in dem mit starker Beeinträchtigung einer ruhigen Auenlehmlagerung durch Einflüsse vom Hang zu rechnen ist, konnten sich relativ ungestörte Abschnitte im Profil ausbilden. Möglicherweise

kann dies auf weniger kolluviale Einflüsse an der Sedimentbildung zu dieser Zeit zurückgeführt werden.

Eine auffällige Erhöhung des organischen Substanzgehaltes kann ab 160 cm beobachtet werden. Die Körnung bleibt ähnlich fein und ändert sich im Tiefenverlauf kaum. In diesem Profilabschnitt waren keine Holzkohlen oder Holz zu finden. Im oberen Bereich ist dieser Auenlehm (?) eher oxidativ (Go), im unteren Bereich eher reduktiv (Gr) überprägt.

Eine nach oben wie unten deutliche Grenze hat die Schicht im Bereich von 200 bis 230 cm. Mit Skelettgehalten um 75 % und Sandgehalten um 70% im Feinboden erinnert sie stark an Terrassen- oder Talauenschotter. Das kiesige Skelett ist stark gerundet. Eine klare Zuordnung muss aber mit Vorsicht erfolgen, da die Situation im Liegenden ebenfalls nicht eindeutig einschätzbar ist. Möglicherweise handelt es sich um holozän umgelagerte



**Abbildung 74:** Laboranalytische Standardwerte VA 23

(Niederterrassen-) Schotter, wie sie zum Beispiel FRIEDMANN & MÄCKEL (1998: 122) aus dem Zartener Becken beschreiben. Durch  $^{14}\text{C}$ -datiertes Holz aus dieser Schicht kann für diesen Prozess dann eine zeitliche Eingrenzung in die Römische Kaiserzeit erfolgen. Vermutlich dürfen zu dieser Zeit stärkere anthropogene Einflüsse geltend gemacht werden. Es folgt ab etwa 230 cm ein schluffig-sandiges, stark organisches Sediment. Die  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte steigen im mittleren Bereich auf Werte über 6 % an. Es waren zahlreiche unverwitterte Holzreste sowie Holzkohlen zu finden. Nach AG BODEN (1996: 149) kann die Schicht zu den organo-mineralischen Mudden schluffig-sandiger Ausprägung, oder auch zu den Kalkmudden gezählt werden (vgl. WUNDERLICH 2000).

Aus dem Sediment wurde eine Pollenbeprobung mit erfolgreicher Auszählung durchgeführt.

Ob es sich dabei um einen Schwarzen Auenboden (RITTWEGER 2000) handelt, wurde vor allem anhand des Pollenspektrums diskutiert (vgl. Kapitel 5.7). Aufgrund der Pollenführung kann der Horizont in den Übergang Subboreal / Subatlantikum gestellt werden, während Schwarze Auenböden in der Regel höhere Alter aufweisen. Damit ist die Existenz eines Schwarzen Auenbodens hier unwahrscheinlich.

#### • **Datierung VA 23:**

Es muss zunächst erwähnt werden, dass das Profil unter einer Scheune erbohrt wurde und deshalb mit großer Vorsicht begutachtet wurde, insbesondere in Bezug auf etwaige, teure  $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Im Schwemmfächerbereich Traidendorf diesseits der Vils liegen jedoch mit VA 21 & VA 23 nur zwei nennenswerte Profile vor, die den korrelaten Ablagerungsbereich des hinteren Schloßbergs archivieren und somit landschaftsogenetische Prozesse dokumentierbar und nachvollziehbar machen konnten.

Die klare Zweiteilung in Kolluvium über Auenlehm des oberen Abschnitts von VA 23 ist vergleichbar zur Situation in PG VA 1, einem kolluvialen Schwemmfächer-Profil bei Kallmünz. Dort wurde die Basis der Kolluvien als früh- bis mittelbronzezeitlich datiert. Eine ähnliche Einschätzung wurde deshalb auch hier gemacht, wodurch die Vermutung nahelag, dass man sich bei den Kolluvien bei etwa 110 cm zeitlich bereits in der Bronzezeit befindet und die liegenden Auenlehme noch älter sind. Nur im oberen Teil der Auenlehme waren Holz und Holzkohle zu finden, was für diesen Bereich bereits Einflüsse vom Hang bedeuten könnte. Zu berücksichtigen war für eine Auswahl von Tiefenbereichen zudem, dass die oberen 2,2 m bis zur GOK nicht überliefert sind, da das Profil unter einer Scheune lag. Diese fehlenden Kolluvien wurden aber als mittelalterlich oder jünger eingeschätzt, da im ca. 10 m entfernten Profil VA 21 bis 130 cm Tiefe Schlacken, Ziegel und Nägel zu finden waren.

**Tabelle 16:** Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus VA 23

Name + Tiefe (cm)	Labor- nummer	datiertes Material	Radiokar- bonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
VA 23 - 55	Erl-4128	Holzkohle	1135 ± 58	1054 ± 120	776 AD - 1017 AD
VA 23 - 80	Erl-4129	Holzkohle	910 ± 44	831 ± 92	1027 AD - 1212 AD
VA 23 - 105	Erl-4130	Holzkohle	870 ± 55	803 ± 114	1033 AD - 1262 AD
VA 23 - 155	Erl-4131	Holzkohle	925 ± 42	834 ± 93	1023 AD - 1209 AD
VA 23 - 215	Erl-4132	Holz	1869 ± 44	1815 ± 104	31 AD - 240 AD

189

Angesichts dieser Vorüberlegungen wurde vor allem versucht, Holzkohlen aus den tieferen Bereichen der Kolluvien engmaschig zu datieren. Mit einem Stück aus 155 cm wurde versucht, den zunächst schwach beeinflussten Bereich der Auenlehme zu erfassen, ab 110 cm stehen dann definitiv Kolluvien an. Für die ausgewählten Tiefen und die Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen siehe Abbildung 75 und Tabelle 16.

Durch die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen haben sich jedoch erstaunlich junge Alter ergeben. Danach sind die Kolluvien bis in den Einflussbereich der Auenlehme hinein durchweg hochmittelalterlich. Im Bereich der Schotterlage wurde lediglich ein Alter der mittleren Römischen Kaiserzeit ermittelt. Der durch  $^{14}\text{C}$  nicht datierte Bereich des liegenden, möglicherweise Schwarzen Auenbodens konnte durch erfolgreiche Pollenausählung und anhand von Vergleichsprofilen (vgl. KNIPPING 2000) ins späte Subboreal bis frühe Subatlantikum gestellt werden (s. Abb. 115, Kapitel 5.7). Eine Einordnung als Schwarzer Auenboden kann damit ausgeschlossen werden.

Eine Diskussion der ermittelten Alter wird in Verknüpfung mit den anderen Befunden im zusammenfassenden Kapitel des Unterhangbereichs von Einzugsgebiet D (Kapitel 5.3.4.4) erörtert.

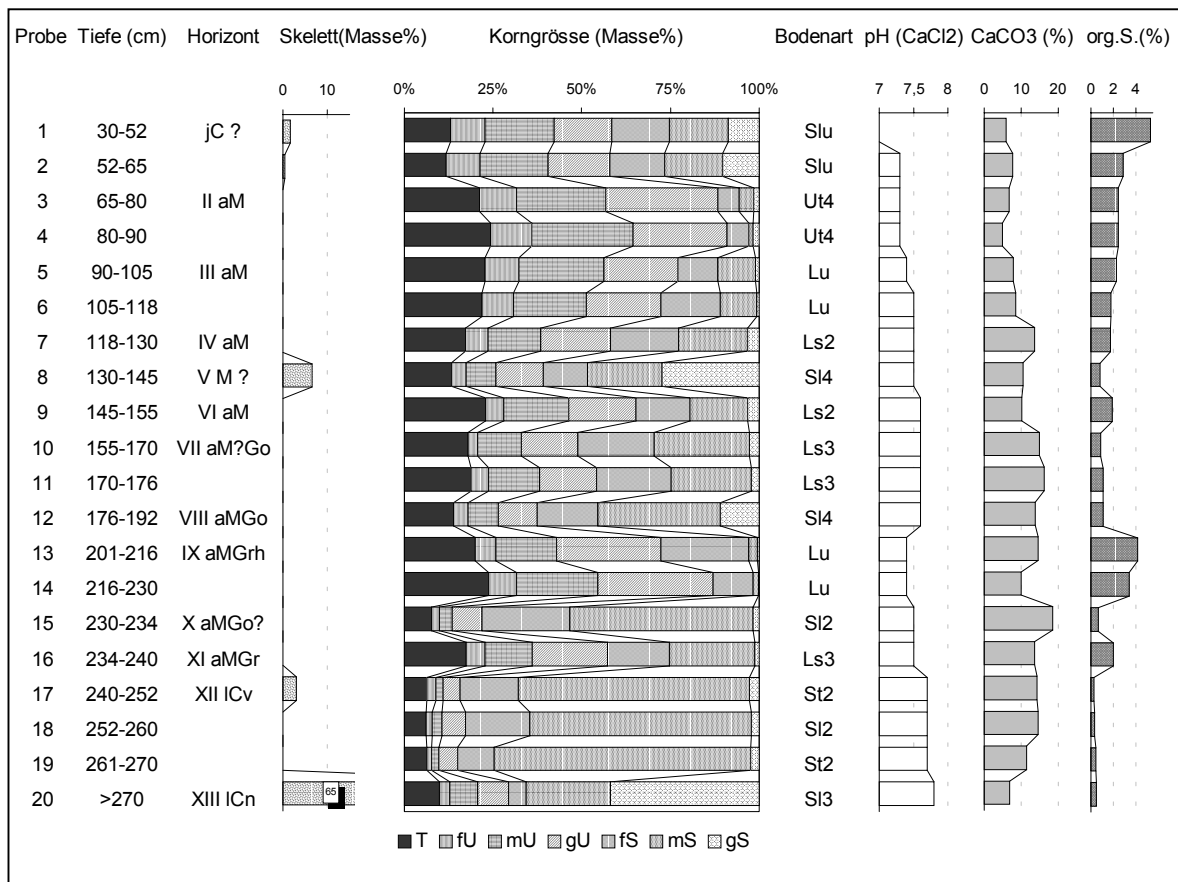
#### • VA 25

Profil VA 25<sup>35</sup> liegt auf der durch einen abgespaltenen Kanal entstandenen Insel der Vils in unmittelbarer Verlängerung der Catena. Der Besitzer und Betreiber des Kraftwerkes wies bereits im Vorfeld darauf hin, dass in näherer Umgebung mit Untergrundveränderungen im Zuge der Nutzung durch das mittelalterliche Hammerwerk Traidendorf sowie modernen Baumaßnahmen zu rechnen sei. Im Bereich jenseits des Kanals könne kaum eine bis in größere Tiefen unberührte Stelle gefunden werden. Zum Bereich der Insel konnte jedoch keine Aussage gemacht werden.

Das Profil ist mehrfach geschichtet und durch stark unterschiedliche Sedimente aufgebaut. So sind feine, skelettfreie Auenlehme beteiligt (z.B. Proben 3 - 6, 9, 13 & 14), die in Wechsel-lagerung mit stark sandigen Sedimenten liegen (z.B. Proben 8, 12, 15). Die Beteiligung von Kolluvien am Profilaufbau kann ausgeschlossen werden. Wahrscheinlich handelt es sich eher um sandige Auensedimente aus Phasen dynamischerer Hochfluten (vgl. z. B. HEINE 1970). Ähnlich zahlreich geschichtete Auensedimente konnten jedoch über weitere Strecken nicht gefunden werden. In Bezug auf die starke Unterschiedlichkeit der Lagen sind die Auensedimente in diesem Bereich somit im Naab- und Vilsbereich um Kallmünz als einmalig zu bezeichnen.

Reichlich Holzkohleflitter waren in verschiedenen Tiefen des Profils zu finden. Auch Holzstücke konnten bei 240 und 255 cm gefunden werden. Im Bereich um 200 - 230 cm zeigt die Kurve des organischen Kohlenstoffgehalts einen deutlichen Ausschlag bis auf Werte um 4 %. Diese legen eine Zuordnung als fAh-Horizont nahe. Die Farben zeigen allerdings kaum humos-schwarze, sondern eher gräuliche, für einen Gr-Horizont gewöhnliche Töne. Die hohen Gehalte könnten demnach auch von den sehr zahlreichen Holzkohleflittern stammen.

<sup>35</sup> auch Profil VA 24. Dieses wird aus Platzgründen allerdings hier nicht weiter besprochen (Beschreibung siehe Dokumentation).



**Abbildung 76:** Laboranalytische Standardwerte VA 25

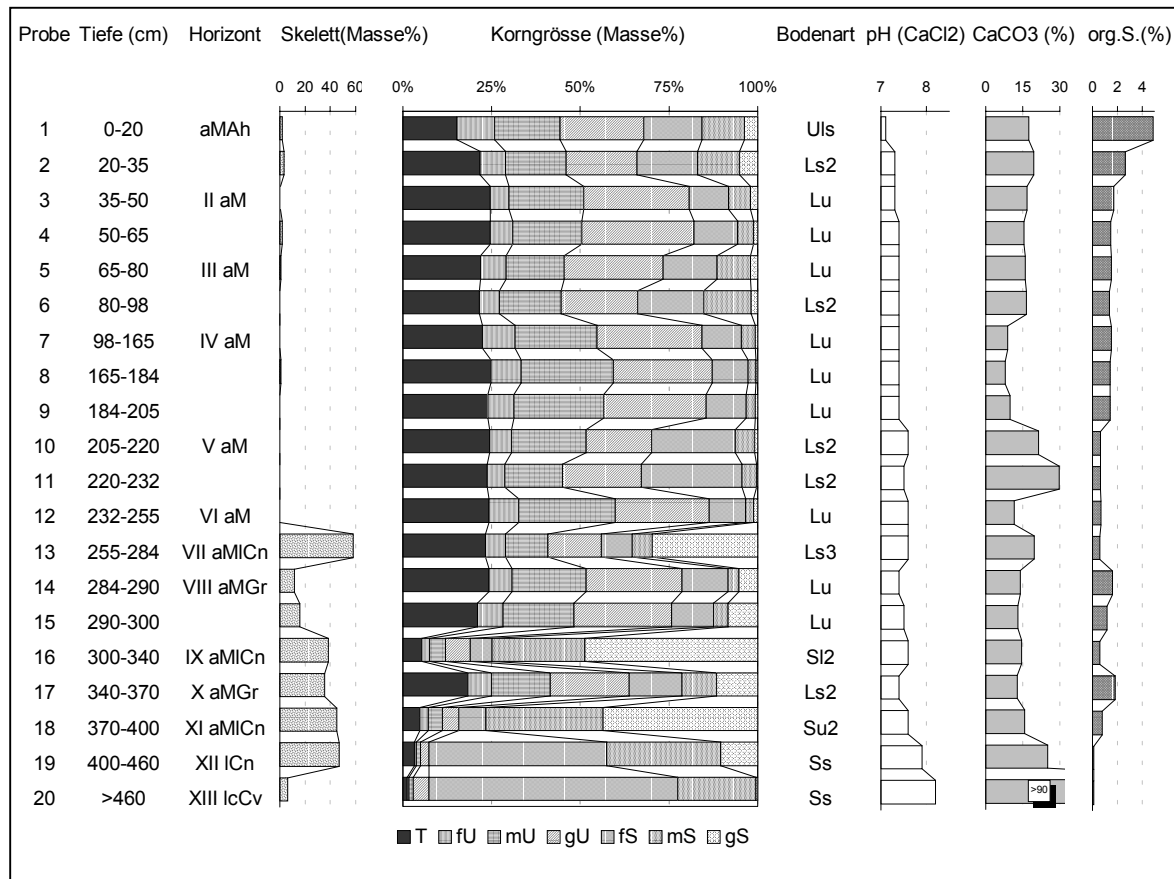
Ab 270 cm Tiefe finden sich stark gerundete Flusskiesel bis 5 cm Durchmesser. Vereinzelt konnten Stücke gefunden werden, die definitiv als Schlacke anzusprechen sind. Wie Schlackestücke bis in die liegenden Talauenschotter gelangen konnten, war zunächst fraglich. In Zusammenhang mit dem Befund aus VA 23 muss von einem wiederaufgearbeiteten Schotterkörper ausgegangen werden, in den sich die Schlacke eingemengt hat. Einen ähnlichen Befund beschreibt auch MÄCKEL (1998b: 40) im Oberrheingebiet. Dort wurde Schlacke innerhalb eines Schotterkörpers gefunden und in Verbindung mit einem latènezeitlichen Scherbenfund als Beleg für latènezeitlichen Bergbau angesehen.

Zur Altersstellung innerhalb dieses Profils kann keine sichere Angabe gemacht werden. Der Verfasser vermutet jedoch, dass die sandig-lehmigen Auensedimente aufgrund der starken anthropogenen Beeinflussung sowie der kaum 50 m entfernten mittelalterlichen Hammerwerke in Verbindung mit der Bergbaugeschichte der Region zu bringen sind und daher mittelalterlicher Zeitstellung sein könnten (vgl. Kapitel 5.6). Umlagerungsprozesse der oberen Schotterkörper können durch eine Korrelation zum Schotterkörper aus VA 23 zur Römischen Kaiserzeit angenommen werden.



## • VA 26

Auf der orographisch linken Seite, etwa 30 m vilsabwärts, liegt auf einem ebenen Wiesenstück VA 26. Bedingt durch einen gewissen Abstand zu Straße und Häusern, wurde hier ein durch moderne Verbauung ungestörtes Profil vermutet.



**Abbildung 77:** Laboranalytische Standardwerte VA 26<sup>36</sup>

Ab 460 cm konnte die kompakt anstehende, typische gelblich-weiße (10YR 5/8) Dolomitasche erbohrt werden (Probe 20). Die hangenden Schotter (Probe 19) dagegen besitzen neben den hohen Skelettgehalten auch hohe Grobsandgehalte und ein stark gestreutes petrographisches Spektrum. Sie von den Dolomitsanden klar zu unterscheiden. Dies wird durch mäßige Carbonatgehalte sowie die vergleichsweise hohen Werte an organischer Substanz bestätigt.

Auch in VA 26 sind mehrere Schotterkörper mit stark gerundeten Kieseln, meist mit etwa 3-5 cm Durchmesser ausgebildet. Wie in den anderen Schottern des Traidendorfer Bereichs, handelt es sich sehr wahrscheinlich auch hier um holozän wiederaufgearbeitete und umgelagerte Schotter (Proben 13, 16 & 18). Dies legen vor allem organische Substanzgehalte um 2 % nahe. Sie wurden als aM\*ICn bezeichnet, da sie als Auensedimente betrachtet werden müssen. Im unteren Bereich zeigen sie gräulich

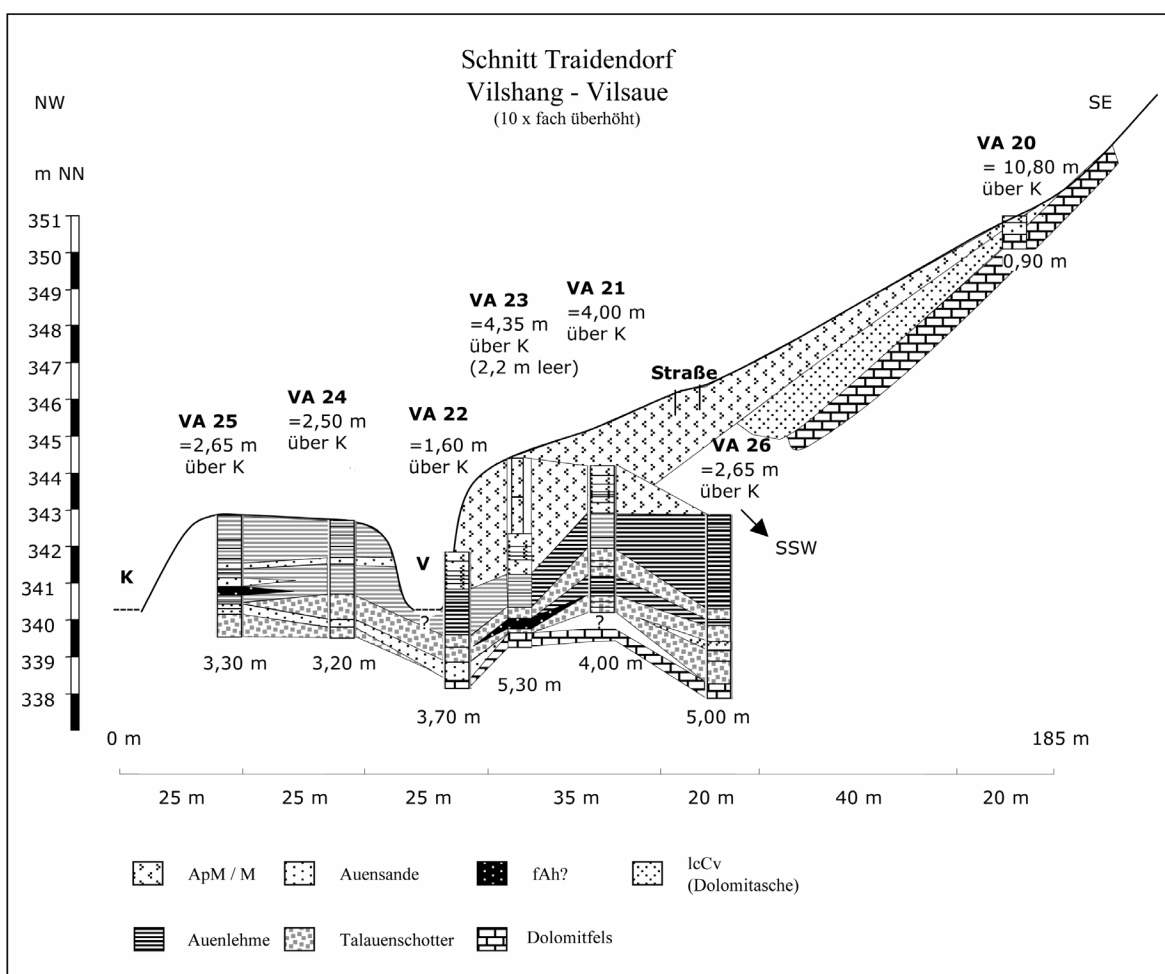
<sup>36</sup> ca. 40 cm Kernverlust bzw. -stauchung bei Probe 7

reduzierte Farben. Im oberen Bereich, zwischen 250 und 370 cm, sind sie mit feineren Auensedimenten wechselgelagert. Aufgrund einer möglichen Korrelation zu VA 23 könnte die Umlagerung der Schotter zur Römischen Kaiserzeit erfolgt sein. Dadurch würde sich ein Mindestalter der liegenden Auenlehmlagerungen ergeben.

Hangend folgen nur noch Auensedimente. Kolluvialer Einfluss ist nicht erkennbar. Sie zeigen zum Teil etwas größere Bereiche (Proben 5 & 6; 10 - 12) mit eingeschalteten schluffigen Auenlehm-Lagen (Proben 3 - 5; 7 - 9). Sie führen in verschiedenen Tiefen, vor allem aber in den oberen und unteren Bereichen, Holzkohleflitter (z.B. 60 / 80 / 90 und 255 cm).

#### 5.3.4.4 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang

Die Haupterkenntnisse im Bereich Traidendorf stützen sich weitgehend auf die detaillierte Auswertung von Profil VA 23. Es liegt an günstiger Stelle am Ausgang der schluchtartigen Tilke ins Vilstal, im zentralen Bereich des dort gebildeten kolluvialen Schwemmfächers.



**Abbildung 78:** Schnitt kolluvialer Schwemmfächer – Vilsaue, Einzugsgebiet D

Außer Gebiet A stellt dies den einzigen Bereich dar, an dem vom Schloßberg nennenswerte korrelierte Sedimentation am Hangfuß in Form eines kolluvialen Schwemmfächers nachzuweisen ist. Dem Profil kommt deshalb erhöhte Bedeutung zu. Durch Geländebefund und Laboranalysen konnte eine Stratigrafie des Profils erstellt werden. Anhand von Pollenbeprobung und –analyse sowie fünf  $^{14}\text{C}$ -Datierungen konnte eine zeitliche Einordnung erfolgen:

Eine Korrelation der unterschiedlichen Sedimente des Gebietes um Traidendorf wird in Abbildung 78 dargestellt. Es ist zu bemerken, dass die Situation durch zum Teil starke Verbauung sehr komplex ist.

Ein stark humoser Horizont aus Profil VA 23 Probe 23 - 25 kann anhand der Pollenuntersuchungen ins ausgehende Subboreal / frühe Subatlantikum gestellt werden (s. Kapitel 5.7). Damit handelt es sich nicht um einen schwarzen Auenboden (vgl. RITTWEGER 2000). Anhand der Pollenführung können darüberhinaus für den Auenbereich ausgedehnte Erlenbestände belegt werden. Einzelfunde von *Cerealia* und *plantago lanceolata* weisen zwar auf die Anwesenheit des Menschen hin. Dennoch dokumentiert sie, dass bis zu dieser Zeit kein bzw. kaum anthropogener Einfluss stattgefunden hat (vgl. Kapitel 5.7).

Im Bereich um Traidendorf konnten in mehreren Profilen schlackehaltige Schotter der Vils erbohrt werden. Die Schlackestücke haben sich bei einer holozänen Umlagerung mit eingemengt. Die Schotterlage aus VA 23 konnte in die Römische Kaiserzeit datiert werden. Die Zeitenwende muss als die wahrscheinlich erste Phase tiefergreifender menschlicher Einflussnahme dieses Gebietes interpretiert werden. Möglicherweise dokumentiert sie bergbauliche Tätigkeiten in diesem Gebiet (vgl. MÄCKEL 1998b: 39).

Den Schotterlagen folgen hangend ungestörte humose Auenlehme, die das Fehlen kolluvialer Verlagerungen vom Bereich des Schloßberg-Plateaus dokumentieren. Aufgrund der realisierten Korrelationen und der Umlagerung der Schotter zur Römischen Kaiserzeit ergibt sich ein Mindestalter für die liegenden Auenlehmablagerungen.

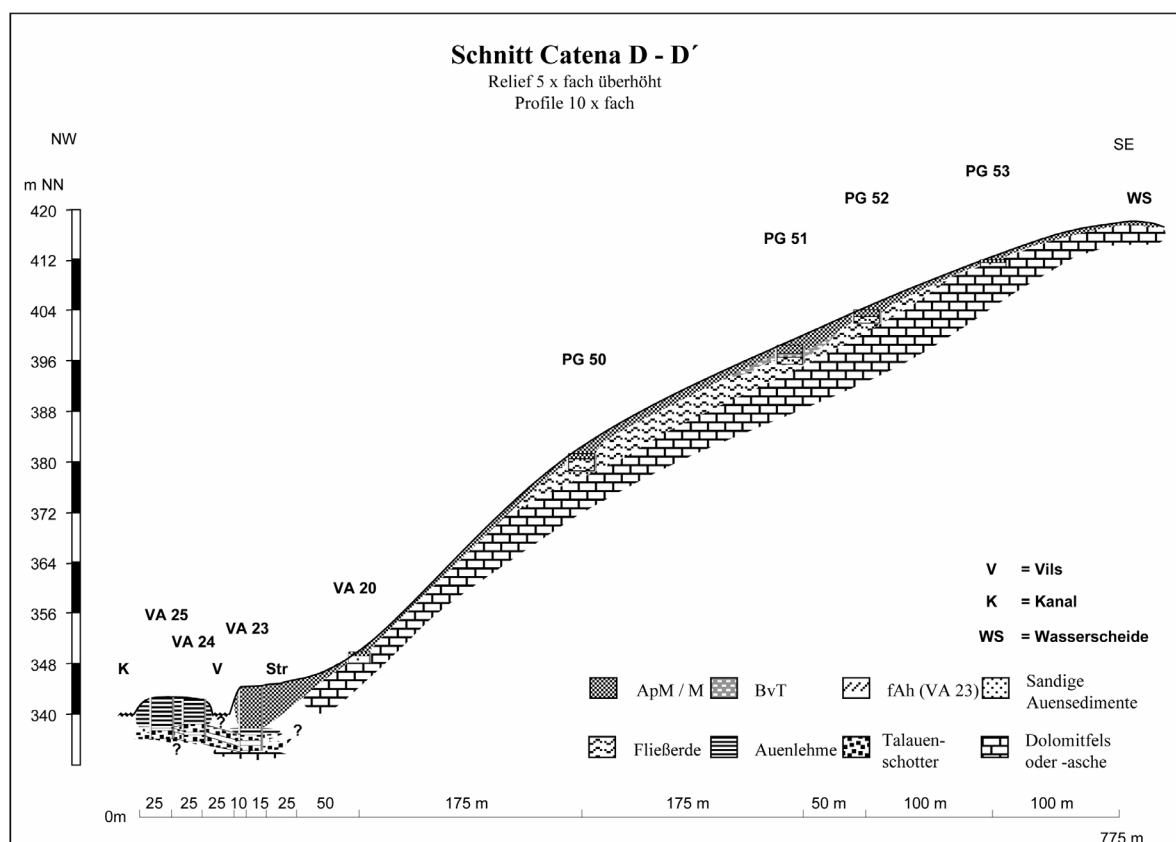
Erste kolluviale Einflüsse werden im oberen Bereich von Profil VA 23 fassbar. Diese Kolluvien datieren allerdings schon hochmittelalterlich. Die über 3 m mächtigen kolluvialen Ablagerungsfolgen bis zur GOK sind demnach hochmittelalterlich und jünger. In den obersten Bereichen könne sie aufgrund von Korrelationen als subrezent angesehen werden.

Es soll an dieser Stelle auf ein Extrem-Ereignis hingewiesen werden, welches sich am 04.08.1982 ereignete. Nach einem Starkregenereignis begruben kolluviale Sedimente vom Schloßberg-Plateau die Straße mehr als 50 cm tief im Schlamm unter sich. Diese musste mit Räumfahrzeugen und schwerem Gerät geräumt werden. Das Ereignis wird in Kapitel 5.5.2 näher beschrieben. Es soll damit vor Augen geführt werden, dass bis „heute“ Bodenerosion mit zum Teil katastrophalen Folgen im Gang ist und mächtige kolluviale Ablagerungen eventuell nur einem einzigen Tag bzw. nur wenigen Stunden zuzuordnen sind. Auch am Schloßberg ist also mit extremen und stark episodischen, mehr als mit kontinuierlichen Bodenerosionsprozessen zu rechnen (vgl. SEILER 1983; DIKAU 1986; BORK 1988; BORK et al. 1998).

### 5.3.4.5 Zusammenfassende Diskussion Einzugsgebiet D

Ähnlich den anderen Catenen, die vom Bergplateau bis in die Flusstäler hinab verlaufen, zeigt die Catena D - D' drei differenzierbare Abschnitte (vgl. Abb. 67):

- einen Oberhang (Plateau) auf dem keine Kolluvien mit höherem Alters als Mittelalter zu finden sind;
- ein steiles schluchtartiges Kerbtal, das als Abschnitt mit Durchtransport betrachtet werden kann;
- das Vilstal mit Vilsaue, an dessen Rand sich im Bereich Traidendorf ein kolluvialer Schwemmfächer ausgebildet hat.



**Abbildung 79:** Schnitt Catena D - D'

Die Verhältnisse in Bezug auf Böden und Sedimente werden bereits ausführlicher am Ende der jeweiligen Reliefeinheiten Oberhang und Unterhang gegeben. Abtragungs- oder Ablagerungsbilanzen waren nicht zu leisten, wohl aber eine detaillierte Aufschlüsselung der einzelnen Schichtglieder, ihre Korrelation sowie zeitliche und prozessuale Zuordnungen. Daraus konnten Phasen intensiver bzw. geringer anthropogener Eingriffe in die Umwelt abgeleitet werden.

Zusammenfassend seien die Verhältnisse im Schnitt D - D' (Abb. 79) nochmals dargestellt.

### 5.3.5 Einzugsgebiet E (Catena E -E')

Catena VAT stellt die westliche Catena dar, die vom Schloßberg-Plateau bis in die Vilsaue hinein verfolgt wurde (vgl. Abb. 80).

- Relief:

Das Plateau fällt mäßig steil von etwa 430 m NN bis zu einer Höhe von 380 m NN. Dort setzt eine abrupte Versteilung ein. Ähnlich dem Gebiet C ist das Gebiet D von einem agrarmorphologischen Formenschatz stark überprägt. Es finden sich zahlreiche Stufenraine und Ackerterrassen (s. Abb. 12, Kapitel 5.1), der Ackerbau wurde jedoch aufgegeben.

Nach einem steilen Hangabschnitt ab etwa 380 m NN folgt am Übergang zur Vilsaue eine allmähliche Verflachung, bis dann im weiten Bereich der Vilsaue weitestgehende Ebenheit einsetzt. Die Vilsaue stellt sich hier weit nach West ausladend dar, da die Vils ganz am westlichen Rand des Talabschnitts ihr rezentes Bett gesucht hat. Sie hat dort einen Prallhang und im Bereich des Schloßbergs einen Gleithang ausgebildet.

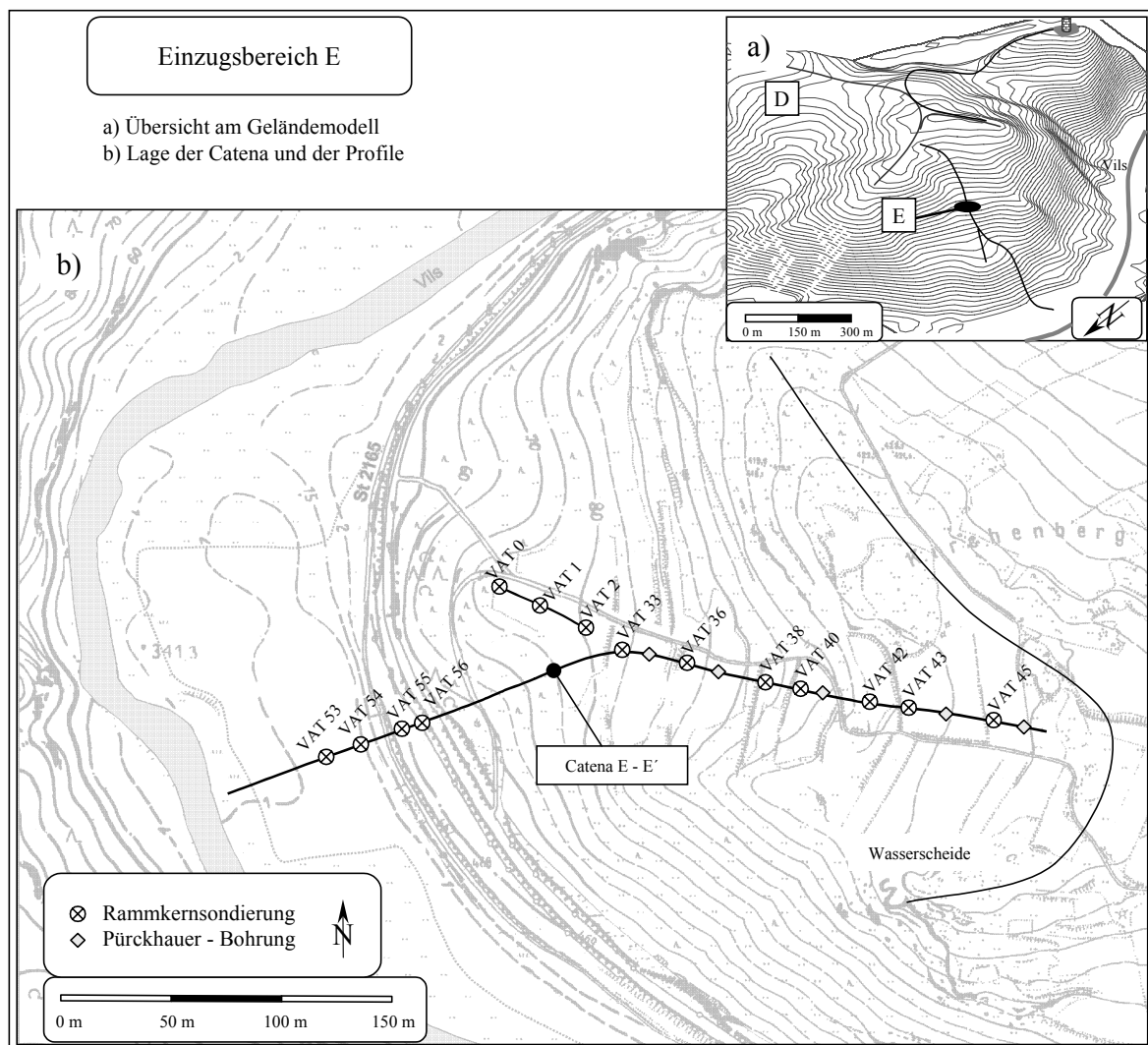
#### 5.3.5.1 Oberhang:

Der anthropogenetische Formenschatz hat für die Verbreitung der Bodenformen entscheidende Bedeutung. Wie in Kapitel 5.1 dargelegt wurde, kommen auch hier im hangaufwärtigen Bereich der einzelnen Parzellen flachgründige Kultorendzinen und Terrae Fuscae vor, die sich in Richtung der Stufenraine allmählich vertiefen. Dort sind dann vornehmlich Terra Fusca-Kolluvisole verschieden tiefer Gründigkeit, meist über periglazialen Fließerden zu finden (vgl. Abb 82 & 87). Im Folgenden werden vor allem die tiefgründigen Profile vorgestellt.

- VAT 45 - 43

Auf der obersten Ackerterrasse liegt VAT 45. Wie VAT 44 und 43, auf der nächst tieferen Terrasse gelegen, besitzt es ein rAp (M?) / Cv Profil und stellt somit eine Kultorendzina dar. Die rAp-Horizonte besitzen jeweils Mächtigkeiten um 30 cm und Farben um 10YR 4/6. Sie sind carbonatarm. Das anstehende Substrat wird durch stark skelett- und carbonathaltige, stark sandige Lehme gebildet. Die Profile liegen nahe an der Wasserscheide und stellen, obwohl die Neigung nur mäßig hoch ist, stark erodierte Bereiche dar.

Der oberste Stufenrain hat mit ca. 50 cm eine nur geringe Sprunghöhe, der Zweite weist eine deutlich größere Sprunghöhe etwa 2 m auf.



**Abbildung 80:** Detailkarte des Einzugsgebietes E mit Übersicht am Geländemodell (a) und Lage der Gruben und Rammkernbohrungen (b)

### • VAT 42

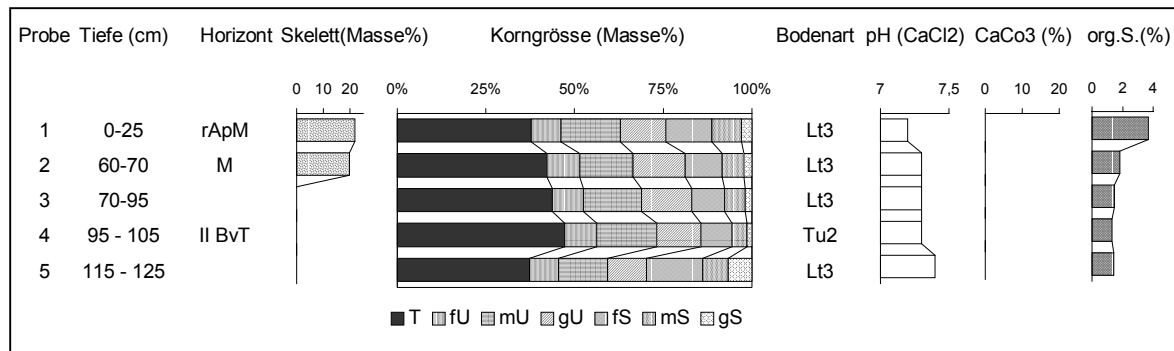
Das oberste Profil von dem Laboranalysen durchgeführt wurden, liegt auf der dritten Terrassenstufe von oben (vgl. Ab. 80). Es liegt in etwa 4 m Abstand zu einem Stufenrain, der mit weit mehr als 5 m eine enorme Sprunghöhe besitzt. Allerdings ist dieser sicherlich nicht allein anthropogener Genese, vielmehr muss angenommen werden, dass hier eine natürliche Geländekante von bereits großer Höhe überprägt wurde. Auch der Weg führt an dieser Stelle über gewisse Distanz höhenlinienparallel an der Basis dieser Stufe entlang.

Das Profil weist mächtige Kolluvien und Reste eines BvT-Horizontes auf:

Die Kolluvien besitzen eine rötlich-braune Farbe um 7,5 YR 4/4 und sind carbonatfrei. Sie sind wechselnd skeletthaltig, zum Teil sind Steinlagen angedeutet. Sie führen mehrfach Holzkohlen.

Die BvT-Horizonte haben rötlich-braune, etwas leuchtendere Farben um 7,5YR 4/6 und sind skelettfrei. Allerdings sind auch hier Skelettlagen angedeutet. Der Feinboden ist stets carbonatfrei. Die BvT-Horizonte führen mehrfach Holzkohlen. Diese sind fein verteilt und machen nicht den Eindruck, als ob sie in Nestern oder Röhren angereichert sind. Der BvT-Horizont reicht bis in eine Tiefe von 140 cm, in der auch noch ein Stück Holzkohle gefunden wurde.

Nach einem Übergangshorizont wird der liegende Cv Horizont bis 200 cm durch gelben Dolomitsand mit hohem Skelettgehalt gebildet.



**Abbildung 81:** Laboranalytische Standardwerte VAT 42 (ausgewählte Tiefen)

- Datierung

Durch die Ähnlichkeit in Aufbau und Charakteristik zu anderen Profilen (PG 11; PG C 4; PG 1), insbesondere des holzkohleführenden BvT, kann eine altersmäßige Einordnung dieser agrarmorphologischen Formen in die Bronzezeit vermutet werden. Dies müsste jedoch durch  $^{14}\text{C}$ -Datierungen verifiziert werden.

- VAT 40

Auf der ersten Terrasse unterhalb des Wegs findet sich Profil VAT 40. Es weist einen 30 cm mächtigen, carbonatarmer rApM-Horizont auf.

Der bis 65 cm Tiefe liegende BvT-Horizont ist leuchtend rot (7,5 YR 5/6) und stark tonig, im unteren Teil etwas skelettreicher, sonst jedoch skelett- und carbonatfrei. Er wird durch eine Skelettlage von einem braunen (10YR 5/8) Lehm getrennt der bis 98 cm Tiefe reicht. Dieser ist wechselnd skeletthaltig, zum Teil mit größeren Brocken bis 5 cm Durchmesser und stark carbonathaltig. Er wird vom Verfasser als Fließerde interpretiert. Auch die liegenden Schichten weisen ähnliche Charakteristika auf. Ab etwa 120 cm steht skeletthaltiger Feinsand an (7,5 YR 6/8), bei dem es sich um Dolomitasche handeln könnte.

- **VAT 38 - 33**

Diese Profile zeigen unterschiedlich mächtige, tonig-lehmige Kolluvien, die zum Teil eine Schichtung erkennen lassen. Sie führen alle mehrfach Holzkohlefitter und sind meist carbonatfrei bis carbonatarm. In VAT 33 konnten ein Ziegel (25 cm) sowie ein Metallstück (50 cm) geborgen werden.

Das Anstehende in Form von gelber Dolomitasche, konnte in VA 38 erbohrt werden. Es wird von stark skeletthaltiger (bis 5 cm Durchmesser), gelbbrauner (10 YR 4/6), stark carbonathaltiger, sandig-lehmiger Fließerde überlagert, die in den anderen Profilen ebenfalls auftritt.

- **VAT 0 - 3**

Die unterste Terrasse wird durch einen kleinen Bergsporn gebildet, an dessen Seiten die Tiefenlinie, wie auch der Fahrweg ins Vilstal hinab führen. Der Bereich wurde in mehreren Rammkernbohrungen untersucht. Es konnte in keiner Bohrung Kolluvium von bedeutenderer Mächtigkeit erbohrt werden. Die meisten Bohrungen zeigen rAp Horizonte mit Mächtigkeiten um 20 cm. Anschließend folgen unmittelbar die stark carbonathaltigen Cv-Horizonte.

Profil VAT 3 wurde bis über 250 cm Tiefe abgeteuft. Ob es sich bei den erbohrten Substraten um verwitterten Dolomit oder um periglaziale Fließerden handelt, kann nicht definitiv entschieden werden.

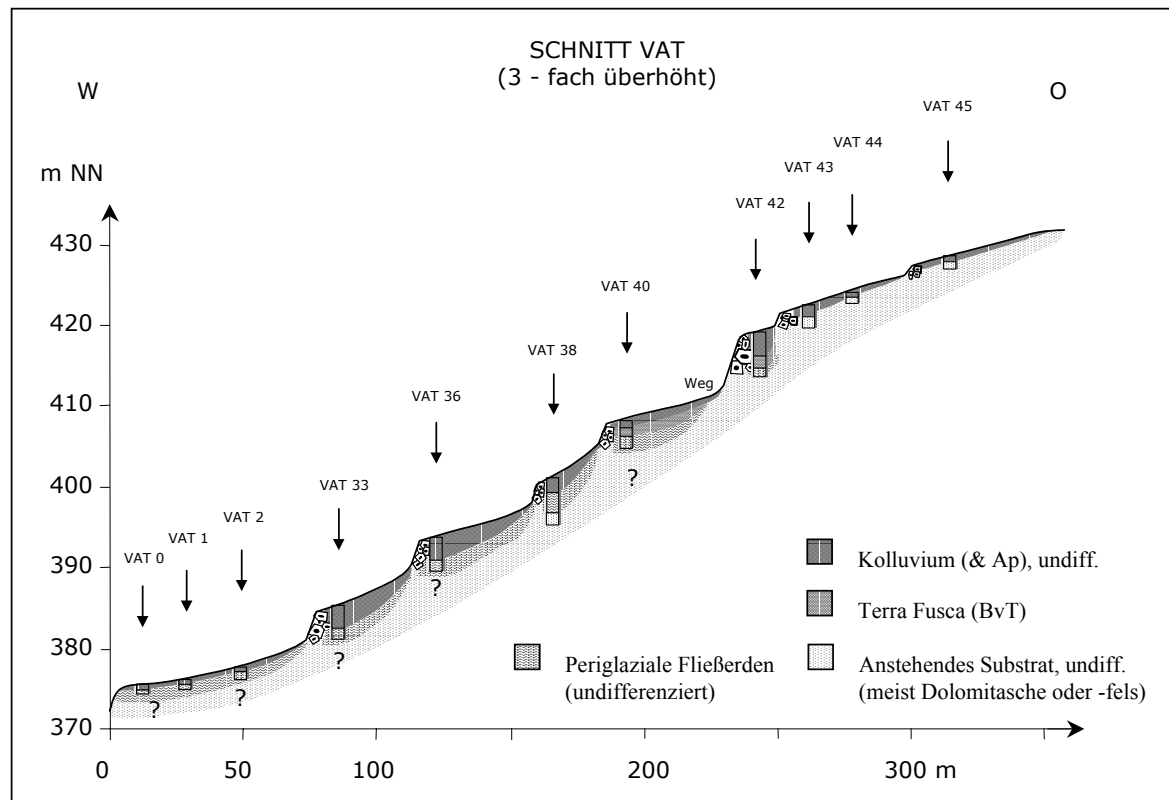
Bei den Bohrungen wurden ab 25 - 50 cm Dolomitmfels bzw. skeletthaltige Dolomitasche mit groben unverwitterten Blöcken erbohrt.

### **5.3.5.2 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Oberhang**

Der Oberhang von Catena VAT zeigt zahlreiche Ackerterrassen. Diese, durch Stufenraine bedingte Formen, beeinflussen durch Ablagerung von korrelaten Sedimente der Bodenerosion das Bodenbild.

Die Böden der oberen Terrassen zeigen flachgründige Kultorendzinen. Im mittleren Bereich sind die größten Profiltiefen zu beobachten. Hier finden sich bis zu 150 cm mächtige holzkohlehaltige Kolluvien, zudem mehrfach Reste von tonigen und ebenfalls holzkohleführenden BvT-Horizonten. Der Profilaufbau ähnelt somit stark den bereits vorgestellten Profilen 287 und PG C 4 und PG 11, die allesamt hinter Stufenrainen liegen und denselben Aufbau vorweisen. In Gebiet C konnten Datierungen das anthropogene Kleinrelief in die Bronzezeit einordnen. Die Ähnlichkeit der Profile legt eine zeitliche Korrelation nahe. Diese könnte aber nur durch weitere <sup>14</sup>C-Datierungen verifiziert werden. Auf der untersten Terrasse sind keine Kolluvien zu finden. Dies ist durch das spornartige Relief verständlich (s. Übersicht am digitalen Geländemodell, Abb. 80a), denn die Tiefenlinie des Hanges führt an den beiden Seiten dieses Sporns vorbei. Dieser wird somit zum Erosionsbereich.





**Abbildung 82:** Schnitt Catena E Oberhang

### 5.3.5.3 Unterhang (VAT 56 - 53)

Auch in Einzugsgebiet E führt ein steiles Erosionskerbtal vom Plateau ins Vilstal hinab. Am Ausgang dieses Tälchens quert eine Straße (St 2165), etwa weitere 20 m unterhalb liegt ein neu entstandener Radweg (Abb. 80). Beide können die Boden- und Reliefsituation beeinträchtigt haben. Anhand der Profile VAT 56 bis 53 wurde versucht, einen etwaigen kolluvialen Schwemmfächer am Ausgang des Erosions-Kerbtälchens zu erkunden.

#### • VAT 56 & 55

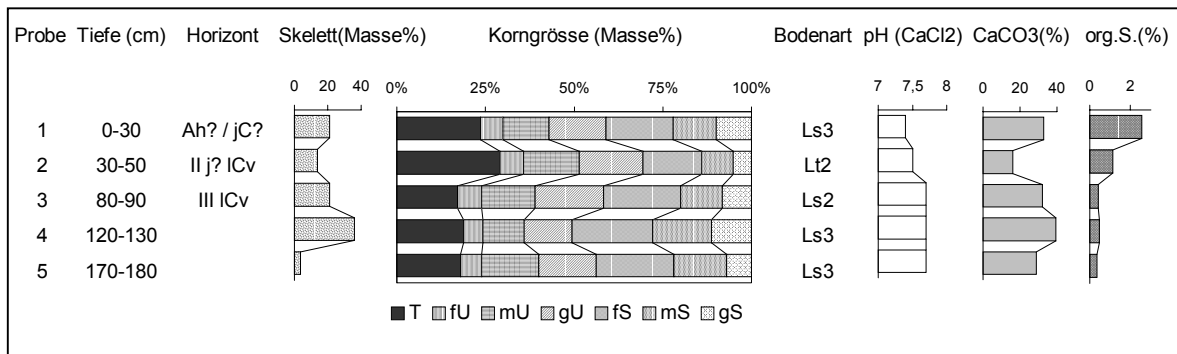
VAT 56 liegt ca. 10 m unterhalb Straße St 2165 und 20 m oberhalb des Radwegs, VAT 55 weitere 8 m unterhalb VAT 56 und 5 m oberhalb des durch den Fahrradweg geschaffenen Stufenraines. (vgl. Abb. 80).

Profil VAT 56 zeigt im oberen Bereich nicht sicher zu deutende Horizonte. Bis 30 cm Tiefe könnte es sich um einen Ah- oder auch rAp-Horizont handeln. Dieser weist allerdings nur sehr geringe Gehalte an organischer Substanz auf. Es könnte sich daher auch um einen im Zuge der Baumaßnahmen stärker mit dem Liegenden vermischten oder aber auch anthropogen aufgetragenen Horizont handeln.

Bei den liegenden Horizonten handelt es sich nicht um Kolluvien. Die ausgesprochen geringen Werte an organischer Substanz bis in 200 cm Tiefe sowie das völlige Fehlen von Artefakten jeglicher Art, insbesondere Holzkohlen, machen eine Einordnung als ICv-Horizonte plausibel (vgl. Abb. 86). Möglicherweise sind diese Horizonte im oberen

Bereich auch anthropogen beeinflusst bzw. aufgetragen. Diese Einschätzung erfolgt vor allem auch in Anbetracht der Tatsache, dass die Kolluvien am Oberhang sehr zahlreich Holzkohle und in geringerem Maße auch Artefakte führen.

Bei einer Endteufe um 200 cm konnte weisser, unverwitterter Dolomitmfels erbohrt werden.



**Abbildung 83:** Laboranalytische Standardwerte VAT 56

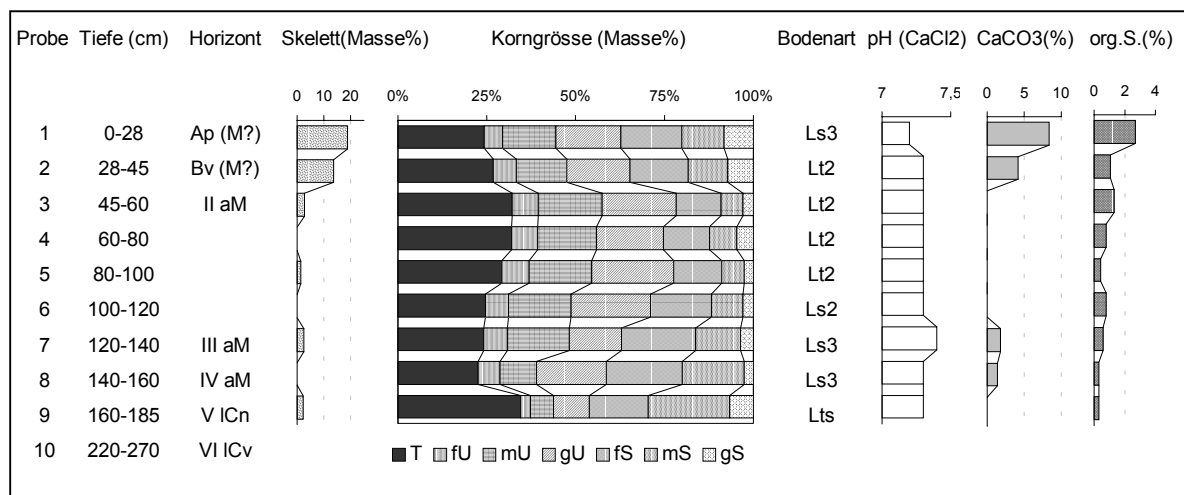
Im oberen Bereich von Profil VAT 55 handelt es sich ebenfalls nicht um Kolluvien, sondern wahrscheinlich um stark verwitterte, periglazial verlagerte Fließerden. Das dolomitsandige und felsige Anstehende wurde ab 300 cm Tiefe erbohrt.

#### • VAT 54

Profil VAT 54 liegt ca. 10 m unterhalb des Fahrradwegs in Richtung Vils. Das Gebiet wird rezent als Getreidefeld bestellt.

Eine Rammkernbohrung wurde bis 270 cm abgeteuft. Ab 185 cm konnten die Talauenschotter der Vils erbohrt werden. Sie werden ab ca. 220 cm von Dolomitasche unterlagert (vgl. Abb. 84).

Hangend sind Auensedimente der Vils zu finden. Diese sind im unteren Bereich gröber und werden nach oben bis 45 cm Tiefe immer feiner. Sie sind carbonatfrei, nur zwischen 120 und 160 cm konnten Spuren von Carbonat ermittelt werden. Bis auf kleinere Steine bei 60 und 100 cm Tiefe sind diese Auensedimente skelettfrei. Sie führen zum Teil Holzkohlen (zum Beispiel bei 169 und 175 cm). Die Farben bewegen sich um 7,5 YR 4/4 bis 10 YR 4/6. Deutlich ausgeprägte G-Horizonte (Go, Gr, Gor) konnten nicht gefunden werden.



**Abbildung 84:** Laboranalytische Standardwerte VAT 54

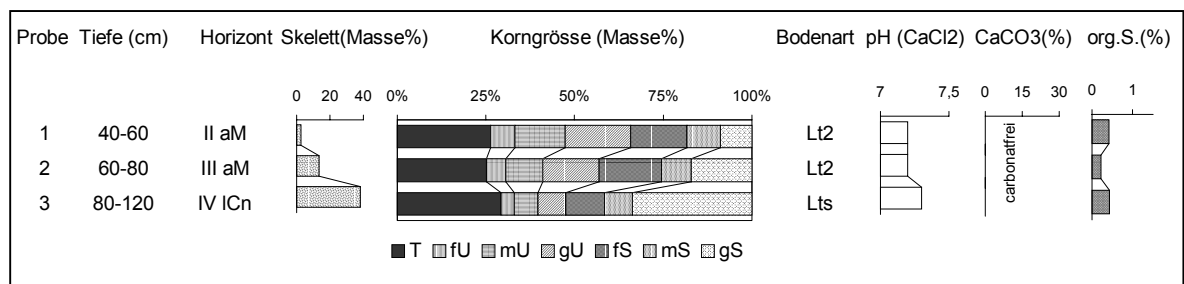
Lediglich in den obersten Schichten kann ein möglicher Einfluss korrelater Schloßbergsedimente zu erkennen sein. Diese zeigen deutlich gröbere Körnungen und besitzen deutlich höhere Skelettanteile und Carbonatgehalte (Abb. 84). Zwischen 28 und 45 cm konnte sich zudem ein Bv-Horizont entwickeln. Der A-Horizont muss als rezenter Ap (M?) angesprochen werden.

#### • VAT 53

Weitere 10 m in Richtung Vils liegt VAT 53.

Der rezente Ap-Horizont reicht in eine Tiefe von ca. 28 cm. Liegend folgen lediglich 2 Lagen Auensedimente bis etwa 80 cm. In dieser Tiefe stehen bereits die Talauenschotter an. Sie wurden bis 120 cm durchteuft, ab wo fester, kompakter Dolomitsand ansteht. Eine Grundwassermessung zeigte einen Grundwasserspiegel in 60 cm Tiefe.

Die ruhigen Sedimentationsbedingungen in diesem Bereich der Vilsaue erlauben eine Korrelation der Horizonte, in denen die Tiefen, vor allem der Schotter (ICn) und der Dolomitsande (ICv) sehr gut übereinstimmen (s. Schnitt VAT 53 - 56, Abb. 86).



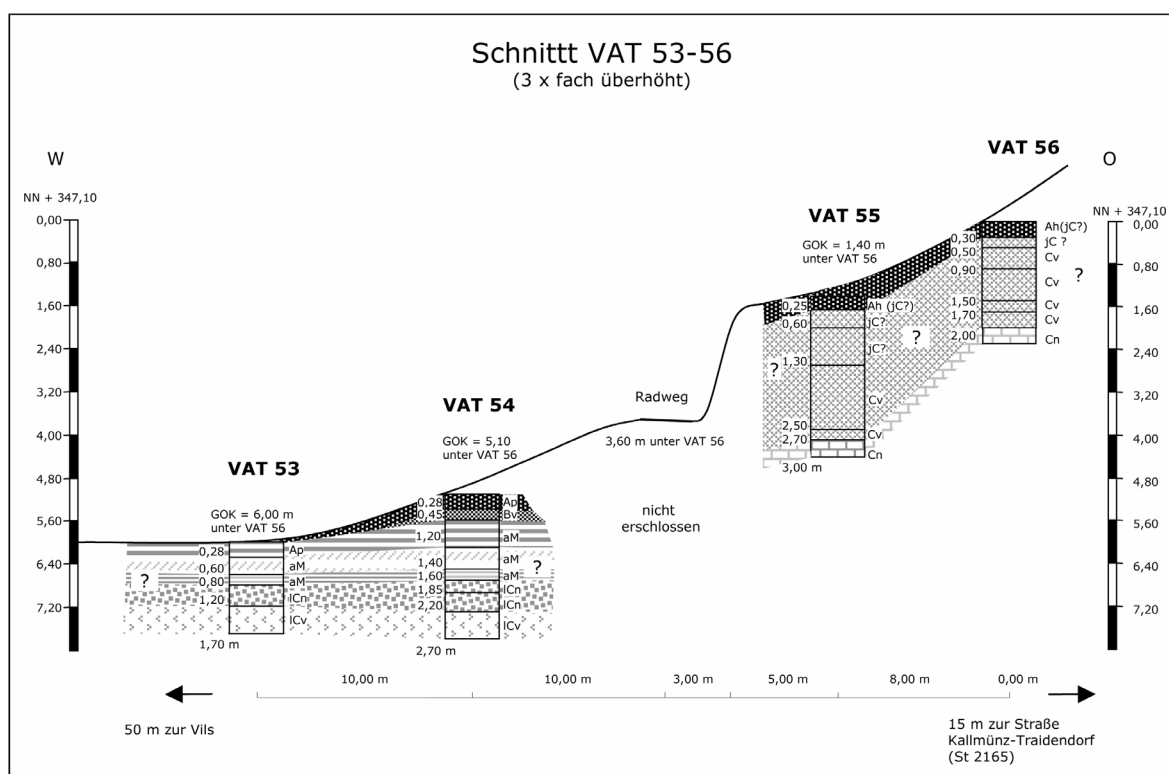
**Abbildung 85:** Laboranalytische Standardwerte VAT 53

### 5.3.5.4 Zusammenfassung & Diskussion der Befunde am Unterhang

Am Unterhang von Einzugsgebiet E liegt ein breiter Abschnitt der Vilsaue vor. Die Vils fließt am äußersten, distalen Ende des Talbereichs und hat so eine Art Gleithang gegenüber einem Prallhang geschaffen. Das Relief fällt vom Schloßberghang zunächst noch flach ab und geht dann in den ebenen Bereich der Vilsaue über. Zwischen Hangfuß und Fluss liegt eine Distanz von ungefähr 80 m.

Ein kolluvialer Schwemmfächer konnte am Unterhang von Catena E nicht nachgewiesen werden. Es liegt moderne Verbauung durch Straße und Fahrradweg vor. Diese kann für eine anthropogene Veränderung der Bodensituation verantwortlich sein. Desweiteren befindet sich bedingt durch das anthropogene Agrarrelief am Oberhang reichlich korrelates Material in Zwischenspeicherung.

Das stark carbonathaltige Material aus VAT 55 & 56 wurde als Fließerde in den oberen Bereichen als möglicherweise im Zuge der Baumaßnahmen anthropogen umgelagertes Substrat interpretiert. Dies erfolgte aufgrund der Farben sowie der Laboranalysen im Vergleich mit den Kenngrößen der Kolluvien am Oberhang (Körnungen, Carbonatgehalte, organische Substanz). Zudem konnten keinerlei Artefakte und insbesondere Holzkohlen gefunden werden, während die Kolluvien am unmittelbaren Oberhang diese sehr zahlreich führen. Die Fließerden konnten bei Rammkernbohrung VAT 56 bis zum festen, unverwitterten Dolomitfels durchteuft werden.



**Abbildung 86:** Schnitt Catena E - Übergang zur Vilsaue

Unterhalb des Radwegs sind bis auf die obersten 40 cm von Profil VAT 54 keine Spuren hangwärtigen Einflusses mehr zu finden. Es liegen ausnahmslos Auenlehme bzw. -sedimente vor. Diese zeigen im Vergleich zu anderen Bereichen der Vilsaue klare Sedimentationsverhältnisse. Die liegenden Talauenschotter (ICn) und Dolomitsande (ICv) konnten in einheitlicher Tiefe erbohrt werden; es wurde eine Korrelation durchgeführt (s. Abb. 86).

### **5.3.6 Zusammenfassung und Diskussion der Einzugsgebiete A - E und ihrer Boden- und Sedimentverhältnisse**

In den Kapiteln 5.3.1 bis 5.3.5 werden die einzelnen Einzugsgebiete A bis E mit ihren wichtigsten Profilen und Catenen detailliert vorgestellt. Eine zusammenfassende Darstellung der rezenten bodenkundlichen Situation gibt Abbildung 87a & b (Kapitel 5.3.6.1).

In allen Einzugsgebieten weist das Relief eine Dreiteilung in Oberhang (Plateaubereich), Mittelhang (steiles Erosionstal) und Unterhang (Hangfuß und Flussaue) auf. Am Ende jeder Reliefeinheit werden die einzelnen Einzugsgebiete anhand eines Profilschnittes dargestellt sowie eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse gegeben und diskutiert.

Es hat sich gezeigt, dass große Teile der Oberhänge nahezu ausnahmslos Kultu-Rendzinen tragen. Flachere Hangpartien der Oberhänge tragen Fließerden und BvT-Horizonte und werden stellenweise von Kolluvien überlagert.

In Kapitel 5.2 wurde bereits gezeigt, dass die BvT-Horizonte vermutlich mit einer anthropogenen Genese in Verbindung zu bringen sind. In ihnen wurden regelhaft Holzkohlen gefunden, die aus mehreren Profilen <sup>14</sup>C-datiert wurden. Zu den hangenden Kolluvien ergeben sich große Schichtlücken von etwa 3500 Jahren (PG 11, Einzugsgebiet C), > 4000 Jahren (PG 1, Einzugsgebiet A) bis hin zu > 7000 Jahren (RKS 38, Einzugsgebiet B).

Den Kolluvien wurde aufgrund ihrer geoarchivalischen Bedeutung als Zeugen ackerbaulicher Landnutzung erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt. Sie finden sich an Flachhängen, vornehmlich aber hinter Stufenrainen und Wällen. Somit ist die Bedeutung des anthropogenetischen Formenschatzes erneut herauszustellen. Sie wurden exakt stratifiziert und datiert und neben bodenkundlich-sedimentologischen Untersuchungen auch für paläobotanische Untersuchungen herangezogen (s. Kapitel 5.7).

Durch die kolluviale Verfüllung einer aktiven Doline (PG 8, Einzugsgebiet A) konnte auch dank der karsttypischen Besonderheiten im Hinblick auf Bodenerosionsprozesse (s. Kapitel 2.3) ein günstiges kolluviales Archiv aufgefunden werden. Es ermöglicht anhand einer lückenlosen Zuordnung von Kolluvien bekannten Volumens zu verschiedenen Zeitscheiben bei bekannter Größe des Einzugsgebietes eine exakte Bilanzierung der Erosionsprozesse (s. Kapitel 5.4).

Aus allen Kulturphasen konnten Kolluvien belegt werden. Somit wird ackerbauliche Landnutzung bereits seit dem Neolithikum belegt. Die Lage der Kolluvien aus den verschiedenen überlieferten Kulturphasen wird in einer zusammenfassenden Karte dargelegt (s. Kapitel 5.3.6.1, Abb. 88). Es konnte eine Ausbreitung des Ackerbaus von

lokalem, kleinräumigen Ausmaß um den Schloßbergsporn im Neolithikum in Richtung Norden während Bronze- und jüngerer Zeit dokumentiert werden (vgl. Kapitel 7.2).

Kolluviale Schwemmfächer konnten an den an Hangfüßen von Einzugsgebiet A und D, nicht jedoch in den Einzugsgebieten C und E nachgewiesen werden. Wahrscheinlich steht dieser Befund in Zusammenhang mit der starken agrarmorphologischen Überprägung der Oberhangbereiche in den Einzugsgebieten C und E. Dort finden sich zahlreiche Stufenraine, die große Mengen an Kolluvien am Oberhang zurückgehalten haben. Die kolluvialen Schwemmfächer der Gebiete A und D wurden detailliert untersucht und belegen die Phasen ackerbaulicher Landnutzung im Oberhangbereich. Auch in ihnen spiegelt sich eine sich vom lokalem Ausmaß zunehmend in Richtung Norden ausbreitende Landnutzung wider.

### **5.3.6.1 Die Sedimente und rezenten Böden und ihre Verbreitung am Schloßberg Kallmünz**

Folgende Karten sollen die anhand der erkundeten Bodenprofile (Kapitel 5.3.1 bis 5.3.5) und stratigrafischer Zuordnungen (Kapitel 5.2) gemachte Verbreitung von rezenten Böden zusammenfassend vorstellen (Abb. 87a & b). In Verbindung mit Angaben aus der Literatur kann zudem eine Rekonstruktion des präneolithischen Bodenbildes vorgenommen werden (s. Kapitel 5.3.7, Abb. 89).

Karte 87a stellt den südlichen und Karte 87b den nördlichen Bereich vor. Aufgrund ihrer besonderen geoarchivalischen Bedeutung wurden insbesondere die Mächtigkeiten der Kolluvien mit drei verschiedenen Klassen sowie exakten Angaben bei Tiefen > 130 cm auskartiert. Die Kolluvien des südlichen Schloßbergbereichs werden aufgrund ihrer besonderen Bedeutung zudem detailliert und, nach ihrem Alter aufgeschlüsselt, in Abb. 88 dargestellt. Schlussfolgerungen und Aussagen zu Ausmaß und Zeitstellung des lokalen, anthropogen induzierten Landschaftswandels im Untersuchungsgebiet werden in hohem Maße anhand der Lage und Zeitstellung der Kolluvien abgeleitet (s. Kapitel 7.2). Zur Schwierigkeit der exakten Differenzierung der schwarzen Kolluvien und der Hortisole im südlichen Bereich des Ringwalles wurde bereits Stellung genommen (Kapitel 5.2.3.6).

Bei den in den Karten 87a und 87b dargestellten Rendzinen handelt es sich um flachgründige Ah / C Böden. Im Zuge vegetationskundlicher Aufnahmen hat SENDTKO (1993) die Profiltiefen auskartiert und dargestellt. Sie sind hauptsächlich an den Steilhängen zu finden und tragen aufgrund ihrer edaphischen Trockenheit und Nährstoffarmut meist Kalkmagerrasen. Obwohl sie keinen Ap-Horizont aufweisen, wird trotzdem angenommen, dass sie keine natürlichen Bildungen darstellen, sondern erosiv verkürzt sind. Die Rendzinen wurden von den Kulturo-Rendzinen (Ap / C) unterschieden. Diese sind großflächig auf Bereichen der Kuppen und Plateaus vorhanden. Die Kulturo-Rendzinen sind durch Ackerbau erosiv verkürzte Böden mit deutlich erkennbarem Pflughorizont.

Alle Terrae Fuscae des Gebietes weisen einen Pflughorizont auf und wurden deshalb als Kulturo-Terrae Fuscae dargestellt. Die BvT-Horizonte liegen dabei stets über periglazialen Fließerden (s. Kapitel 5.2.3.4). An flacheren Stellen werden sie von Kolluvien überlagert. In diesen Fällen wurde ein Kolluvium bzw. Kolluvisol auskartiert.

Am Fuße des Steilhanges Richtung Naabtal wurden Lößlehm-Ablagerungen gefunden. Auch der Boden dort ist erosiv verkürzt und wurde als Pararendzina bezeichnet.

Als grundwassernahe Böden wurden Vegas und Auengleye gefunden. Ein 2 m mächtiger Torfkörper, der an einem verlandeten Altarm der Naab gefunden wurde, ist als Torfkörper / Vermoorung in der südlichen Teilkarte dargestellt (Abb. 87 a). Er lieferte anhand seiner Pollenführung nützliche Informationen (s. Kapitel 5.7).

Native Böden ohne anthropogene Überprägung konnten nicht gefunden werden

### **5.3.7 Rekonstruktion des präneolithischen Bodenbildes und bodenökologische Ackerbaueignung**

Aus den eigenen Überlegungen und Untersuchungen an Bodenprofilen des Schloßberggebietes sowie Angaben aus der Literatur konnte das im Folgenden vorgestellte präneolithische Bodenbild dieses Gebietes rekonstruiert werden. Es eignet sich dazu, rezente Böden, die intensive anthropogene Veränderung erfahren haben mit den rekonstruierten, natürlichen Kenngrößen zu vergleichen. Die bodentypologische Eignung der ehemaligen Ackerstandorte und die Art und Intensität der menschlichen Veränderungen können daraus abgeschätzt werden, gegebenenfalls lassen sich auch Abtragungsbilanzen erstellen (BORK et al. 1998).

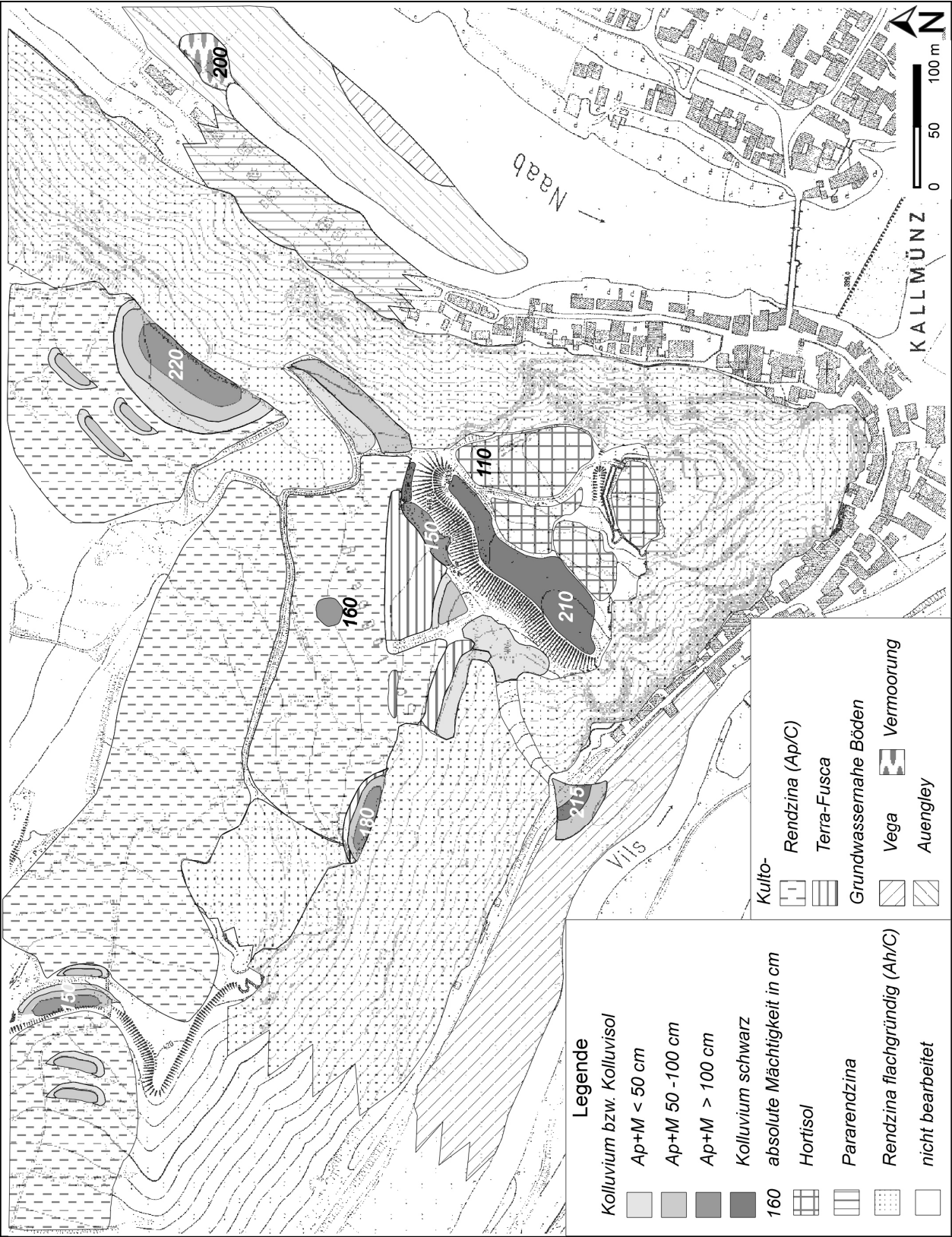
Eine Rekonstruktion der ursprünglichen Bodenprofile ist am Schloßberg von Kallmünz wie in Karstgebieten allgemein jedoch diffizil.

Bereits die Frage nach den überhaupt natürlich vorkommenden Bodentypen, die an verschiedene geologische Situationen oder Hangpositionen geknüpft werden, ist umstritten.

Genaue Bodenmächtigkeiten anzugeben wäre deshalb auch sehr spekulativ, da auch die Profilmächtigkeiten stark von (Mikro-) Reliefposition und geologischem Untergrund abhängig sind. Auch Referenzprofile sind nach Ansicht des Verfassers deshalb nur eingeschränkt für Rekonstruktionen heranziehbar.

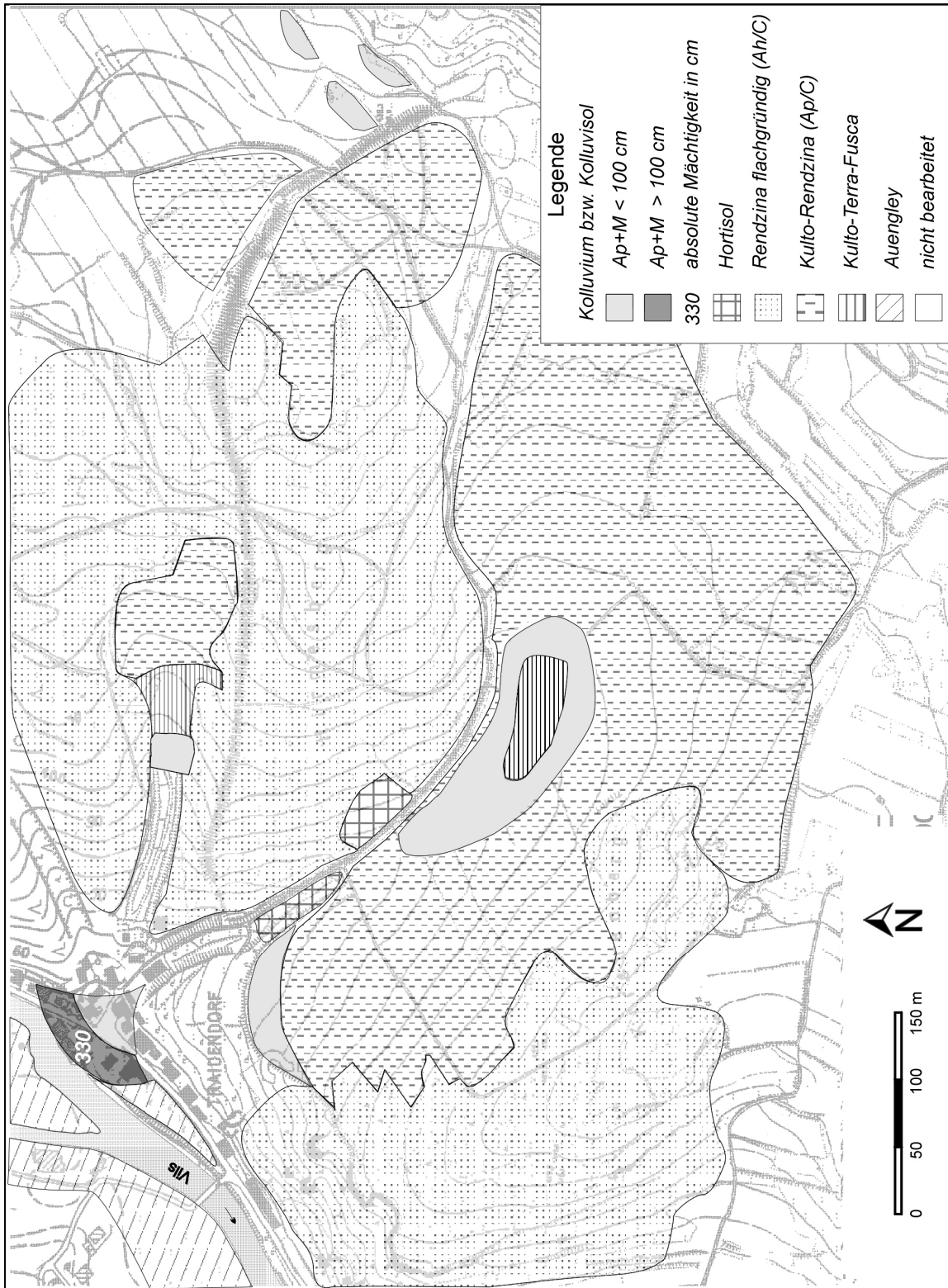
Für ein Untersuchungsgebiet wie es der Schloßberg darstellt, muss nach REHFUESS (1990) auf Kuppen- bzw. Erosionslagen und insbesondere in Bereichen mit anstehendem Massenkalk von Rendzinen als nativen Böden ausgegangen werden.

Inwieweit in Kalksteingebieten nicht vollständig entwickelte Terrae Fuscae als natürliche Bodenbildungen oder bereits als anthropogene Erosionstadien gelten können, wird aufgrund der komplexen genetischen Umstände jedoch ebenso kontrovers diskutiert wie mögliche Prozesse der Bodenerosion dieser tonhaltigen Böden (z.B. KUBIENA 1948; WERNER 1958; REHFUESS 1990; AUERSWALD 1993; PRASHUHN 1993; SEMMEL 1991, 1996a) (s. Kapitel 2.3, zusammengefasst in Tabelle Anhang A 4 & A 5). So sind nach SEMMEL (1996a: 257) „viele der flachgründigen Rendzinen keine natürlichen Standorte, sondern Bildungen der anthropogenen Bodenerosion, der ursprünglich vorhandene mittelgründige Braunlehme zum Opfer fielen“. Dies deckt sich auch mit den Beobachtungen von BLEICH et al. (1987: 214f), die ein „typisches“ Terra Fusca-Profil auch auf einer Riffkuppe aus dolomitischem Jo-Massenkalk am Oberen Lindenhof (Schwäbische Alb) vorstellen.

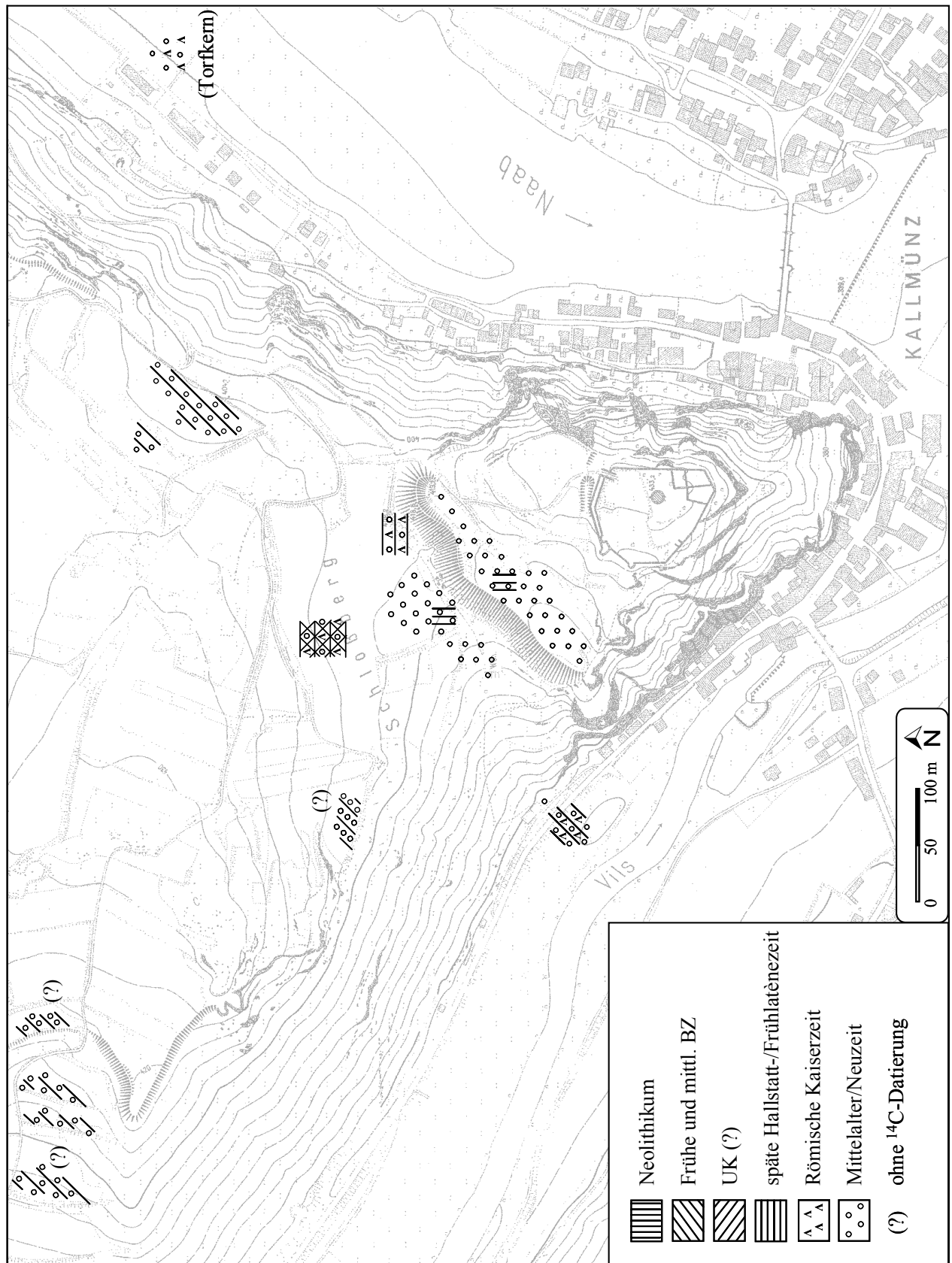


**Abbildung 87a:** Verbreitungskarte der rezenten Böden und Sedimente am südlichen Schlossbergbereich (weitere Erläuterungen siehe Kap. 5.2.4)





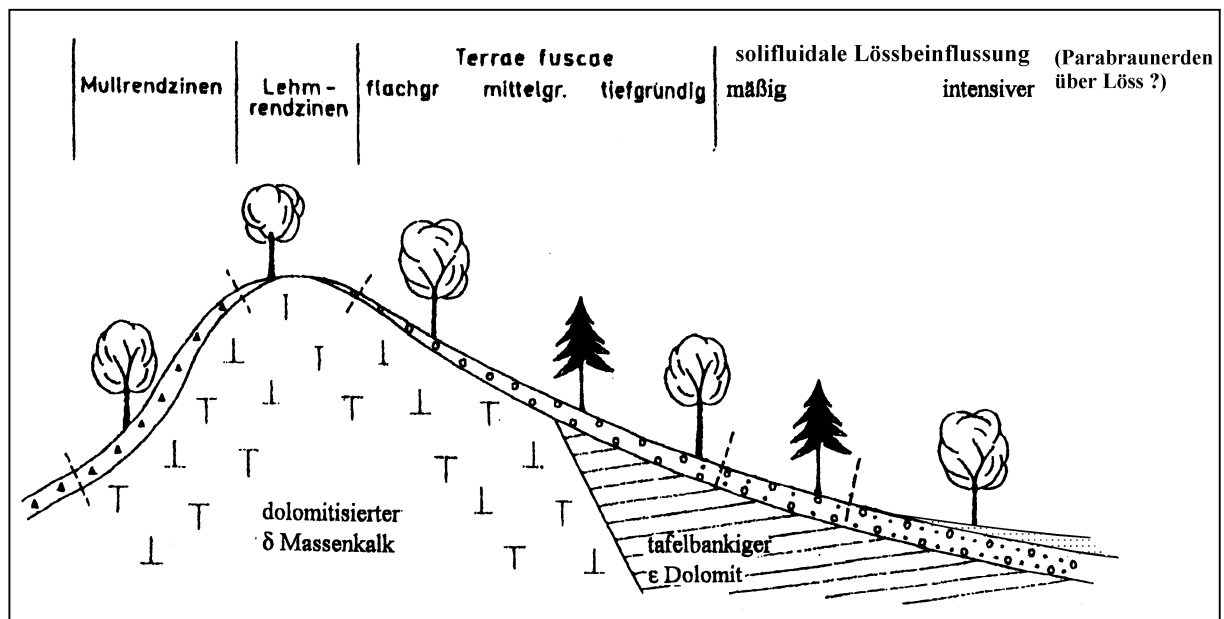
**Abbildung 87b:** Verbreitungskarte der rezenten Böden und Sedimente am nördlichen Schloßbergbereich  
(weitere Erläuterungen siehe Kap. 5.2.4)



**Abbildung 88:** Lage und zeitliche Stellung der Kolluvien am Schlossberg von Kallmünz

Auch am Schloßberg gibt es Hinweise darauf, dass auf den Massenkalken der Schloßbergkuppel ursprünglich Terrae Fuscae lagen. Sie wurden jedoch, wahrscheinlich im Zuge anthropogener Inwertsetzung, abgetragen und sind nur noch in Karstspalten erhalten (s. Kapitel 5.3.2, RKS 38). Die mächtigste Terra Fusca, die am Schloßberg gefunden wurde, liegt im Bereich der tafelbankigen Dolomite und besitzt einen BvT-Horizont von ca. 35 cm Mächtigkeit (RKS 2c).

Dass sich im Bereich mäßig geneigter Hänge Terrae Fuscae entwickeln konnten, wird in der Literatur übereinstimmend gefolgert. Flache Hänge des Schloßbergs waren wahrscheinlich von Lössen und Lösslehm bedeckt. Bodentypologisch konnten sich hier Terra Fusca-Parabraunerden entwickeln. Diese Böden sind für ackerbauliche Nutzung hervorragend geeignet. Sie zeichnen sich durch hohe natürliche Nährstoffversorgung und hohe nutzbare Feldkapazität aus, störende Staunässe fehlt meist. Sobald der Kalkstein-Braunlehm allerdings vom Pflug erfaßt wird, verschlechtert sich die Bearbeitbarkeit des Bodens deutlich (SEMMELE 1991: 13). LIPPERT (1973: 113) geht gar davon aus, dass dort, wo Kalksteinbraunlehm vorlag bzw. noch vorliegt, Wiese oder Weideland war, da diese Böden ackerbaulich kaum zu bearbeiten waren.



**Abbildung 89:** Vorschlag eines schematisierten präneolithischen Bodenbildes am Schloßberg Kallmünz (nach eigenen Befunden verändert nach REHFUESS 1990; Bodentypen sind zum Teil umstritten, ebenso Auftreten und Lage periglazialer Deckschichten)

## 5.4. Bilanzierung vorgeschichtlicher Bodenerosion am Schloßberg Kallmünz

Aussagen zur Bilanzierung und Quantifizierung stellen oft die schwierigste Aufgabe bei der Erfassung des (prä-) historischen Landschaftswandels dar. Vereinzelt können Bodenabträge vorgeschichtlicher Zeiten quantifiziert werden, nach wie vor werden sie jedoch kontrovers diskutiert (z. B. WERNER 1958; VÖLKELE et al. 1998; WUNDERLICH 2001).

Im Zuge der in Kapitel 5.3 vorgestellten bodenkundlich-sedimentologischen Untersuchungen wurden Lage, Mächtigkeit und Alter der Kolluvien sowie Restmächtigkeiten der Bodenprofile detailliert dokumentiert. Eine Rekonstruktion des präneolithischen Bodenbildes wurde durchgeführt. Dies stellt die Grundlage einer möglichen Bilanzierung vorgeschichtlicher Bodenerosion dar, über die im Folgenden näher diskutiert wird.

Eine Ablagerungsbilanzierung kann anhand der korrelierten Sedimente durchgeführt werden.

Kappungsbilanzen werden anhand von Bodenrekonstruktionen, meist mit Referenzprofilen vorgenommen. Sie stehen somit für eine Abtragsbilanzierung. Durch Kappungsbilanz minus Ablagerungsbilanz kann der Austrag aus dem Gebiet berechnet werden (BORK 1988).

Auf eine kolluvial verfüllte, aktive Doline (PG 8, Einzugsgebiet A, s. Foto Anhang A 15 & A 16) wurde mehrfach hingewiesen. Sie wurde als nahezu ideales Archiv für eine Quantifizierung vorgeschichtlicher Bodenabträge erkannt, da Austräge auszuschließen sind, eine exakte Stratifizierung und Datierung von Schichtgliedern bekannten Volumens möglich war und darüberhinaus die Größe des Einzugsgebietes genau bestimmt werden konnte. Die anhand PG 8 durchgeführte Bilanzierung wird in Kapitel 5.4.2 vorgestellt.

Zuvor jedoch soll in Kapitel 5.4.1 eine Diskussion über eine mögliche Aufstellung einer Gesamt-Bilanzierung vorangehen.

### 5.4.1 Gesamt-Bilanzierung

Auf eine Gesamt-Bilanzierung, sowohl einer Ablagerungs-, wie auch Abtragungsbilanz, wird verzichtet. Die Gründe werden im Folgenden erläutert.

- Ablagerungsbilanz

Eine Gesamt-Ablagerungsbilanz für alle Kolluvien des Schloßberggebietes wäre zwar möglich, da nahezu alle Kolluvien des Gebietes nach Volumen eingegrenzt und anhand von Datierungen in Kulturphasen eingeordnet werden können. Allerdings erscheint dies aufgrund der starken Relieferung des Gebiets wenig sinnvoll, da mit unkalkulierbaren, vermutlich hohen Austrägen von korrelierten Sedimenten gerechnet werden muss. Die Aussagekraft wäre dadurch nahezu wertlos, würde möglicherweise sogar falschen Schlussfolgerungen Platz einräumen. Es wird lediglich eine näherungsweise Einschätzung und Übertragung anhand PG 8 vorgenommen (s. Kapitel 5.4.3).

- Kappungsbilanz

In einem Fall von kaum kalkulierbaren Austragsverlusten ist eine Kappungsbilanz bedeutend aussagekräftiger.

Im anthropogen extrem stark veränderten Bodenbild um den Schloßberg Kallmünz ist es allerdings außerordentlich schwierig, eine Kappungsbilanz zu erstellen. Dies liegt vor allem im Mangel an geeigneten Referenzprofilen begründet, die sich weder unter den prähistorischen Bauwerken und Wällen erhalten haben, noch bei Kartierungen der umliegenden Gegenhänge gefunden werden konnten. Zudem machen die in Kapitel 2.2 diskutierten Forschungsprobleme und -lücken in Bezug auf Stratigrafie, Genese und somit Rekonstruktion der Mächtigkeiten erhebliche Schwierigkeiten. Auch SEMMEL (1996a: 255) betrachtet die Verhältnisse auf mitteleuropäischen Kalksteinhängen diesbezüglich als einen speziellen Problembereich, weil durch die Forschungslücken das tatsächliche Ausmaß und der Ablauf der Bodenerosion besonders schwer zu beurteilen sind.

Nach Ansicht des Verfassers kann es sich bei den meisten Bodenrekonstruktionen aber ohnehin nur um mehr oder minder genaue Annäherungen an die Wirklichkeit handeln. Exakte Mächtigkeiten können kaum angegeben werden, da in stärker reliefiertem Gelände Profilmächtigkeiten stark vom Mikrorelief abhängig sind. Sogar die Frage nach den Bodentypen selbst, die an verschiedene geologische Situationen oder Hangpositionen geknüpft werden, sind häufig umstritten. Für das naturräumlich aufs engste verwandte Karstgebiet der Schwäbischen Alb stellt zum Beispiel REHFUESS (1990) eine Rekonstruktion vom Bodenbild in einer geologisch und morphologisch ähnlichen Situation her (vgl. Abb. 89). In dieser Rekonstruktion soll es nur um ein Prinzip gehen und so mag diese Einschätzung richtig sein. Sie mag überwiegend auch auf die Situation am Schloßberg zutreffen. Jedoch sind die ursprünglichen Mächtigkeiten kaum anzugeben, ja bereits die Frage nach den überhaupt vorkommenden ursprünglichen Bodentypen selbst ist umstritten. So sieht zum Beispiel SEMMEL (1996a) einen Teil der rekonstruierten Bodentypen bereits als erodierte und der anthropogenen Erosion zum Opfer gefallene Böden an. Eine Rekonstruktion im Hinblick auf die Durchführung einer Kappungsbilanz bleibt daher nur hochspekulativ.

Auch beim Heranziehen von Referenzprofilen als Leitlinien für eine Rekonstruktion der ursprünglichen Mächtigkeiten muss nach Ansicht des Verfassers der starken Reliefabhängigkeit der Profilmächtigkeiten die Funktion als limitierender Faktor eingeräumt werden. In vielen Fällen kann zudem nicht eindeutig bewiesen werden, dass das Profil unverändert („präzivilisatorisch“ konserviert) vorliegt.

Das bereits angesprochene Beispiel nach REHFUESS (1990) mit flachgründigen Rendzinen auf den Massenkalk-Kuppen und an Oberhangbereichen auch im tafelbankigen Kalk sowie den mittelgründigen *Terrae Fuscae* auf Mittelhängen und tiefgründigen (Parabraunerde?) *Terrae Fuscae* an den flacher geneigten Unterhängen geschichteter Fazies, liefert auch in dieser Frage Anschaulichkeit. Denn findet man an einer Stelle ein gut erhaltenes oder gar anthropogen ungestörtes Bodenprofil, so ist dieses Profil typisch für das Zusammenspiel der genetischen Faktoren an diesem Standort. Wechselt man die Exposition, Hangposition oder den geologischen Untergrund, was im Schloßberggebiet beispielsweise innerhalb von wenigen Metern große Unterschiede bedeutet, sind neue Faktoren wirksam, die von denen des Referenzprofils natürlicherweise stark verschieden sein können. So können auch anhand von Referenzprofilen nur schematische, kaum exakte Bodentypen und

Profilmächtigkeiten angegeben werden. Rekonstruktionen des ursprünglichen Bodenbildes bleiben deshalb nach wie vor umstritten.

Insbesondere aufgrund der komplexen, mosaikartigen naturräumlichen Ausstattung sowie der differierenden Ansichten bezüglich genetischer Fragen wurde das Aufstellen einer Kappungsbilanz für den Schloßberg-Bereich als wenig sinnvoll erachtet. Nach Ansicht des Verfassers müssen Kappungsbilanzen prähistorischer Bodenerosion in stärker reliefierten Gebieten überwiegend aufgrund der schwierigen Rekonstruktion des „präzivilisatorischen“ Bodenbildes jedoch immer kritisch geprüft werden.

#### 5.4.2 Bilanzierung anhand PG 8

Aussagen zu Sedimentationsraten sind nur bei einer entsprechend genauen zeitlichen Einordnung einzelner kolluvialer Folgen sinnvoll (NILLER 1998: 50; WUNDERLICH 2000: 14). Nach Ansicht des Verfassers kommen als wichtige Faktoren, die für eine Bilanzierung bekannt sein müssen, weiter hinzu:

- kein Sedimentaustrag (Verlust)
- möglichst hochauflösende stratigrafische Gliederung.

Will man ferner Abtragsraten für gewisse Zeiträume angeben, muss zudem die Größe des Einzugsgebietes bekannt sein.

Obgleich verkarstete Gebiete vor allem in paläobotanischer Sicht meist ungenügende Archive bereitstellen und somit die Pollenanalyse als eines der Hauptwerkzeuge landschafts- und vegetationsgeschichtlicher Forschung nur stark eingeschränkt verwendbar ist (vgl. Kapitel 5.7), konnte mit PG 8 ein Vorteil des karstiven Charakters ausgenutzt werden. Es handelt sich hierbei (wahrscheinlich) um eine aktive Doline am Oberhang, die post- und syngenetisch kolluvial verfüllt wurde. Sie konnte in ihrer Ausdehnung exakt eingegrenzt werden (maximaler Durchmesser der Doline um 8 m). Eine Aufgrabung lieferte günstige Einblicke in den Profilaufbau und eine exakte Stratigrafie der maximal 160 cm mächtigen Kolluvien (ApM bis VI M) konnte ebenso erstellt, wie deren Datierung vorgenommen werden (vgl. Kapitel 5.3.1.1, Abb. 24 & 25). Die Kolluvien weisen im unteren Bereich in die früheste Bronzezeit, im mittleren Bereich in die Hallstatt- und im oberen Bereich in die Römische Kaiserzeit. Somit bot sich mit PG 8 die Möglichkeit, für den durch die Ablagerung korrelater Sedimente archivierten Zeitraum Bilanzierungen und Berechnungen vorzunehmen.

Ferner stellte sich die Lage am Oberhang als günstig heraus, da die Dolinenform als Ablagerungsgebiet der korrelaten Sedimente in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Erosions-Einzugsgebiet (ca. 640 m<sup>2</sup>) in Zusammenhang gebracht werden kann.

- Berechnungen:

Es wurden zunächst das Volumen der Kolluvien aus Kreisinhalt (Dolinenform) mal Mächtigkeit  $m$  des Kolluviums ( $\pi * r^2 * m$ ) berechnet. Anhand der Ergebnisse der Stechzylinder-Beprobung konnte die Rohdichte<sup>37</sup> und daraus die Masse des abgelagerten Materials dargestellt werden (siehe Tabelle 17).

**Tabelle 17:** Sedimentationsberechnungen für PG 8

Kolluvium	Alter ( <sup>14</sup> C)	Bodendichte( $\rho_B$ ); Rohdichte ( $\rho_R$ ) (g / cm <sup>3</sup> )	Volumen (m <sup>3</sup> )	Masse (kg)
VI M	2000 BC	1,58 ; 1,83	12,6	22.619
V M	1500 BC	1,66 ; 1,88	5,6	10.631
IV M	1200 - 800 BC	1,45 ; 1,64	12,6	20.096
III M	500 BC	1,36 ; 1,51	12,72	22.896
II M	0 AD	1,35 ; 1,5	31,41	47.123
M	? jünger			

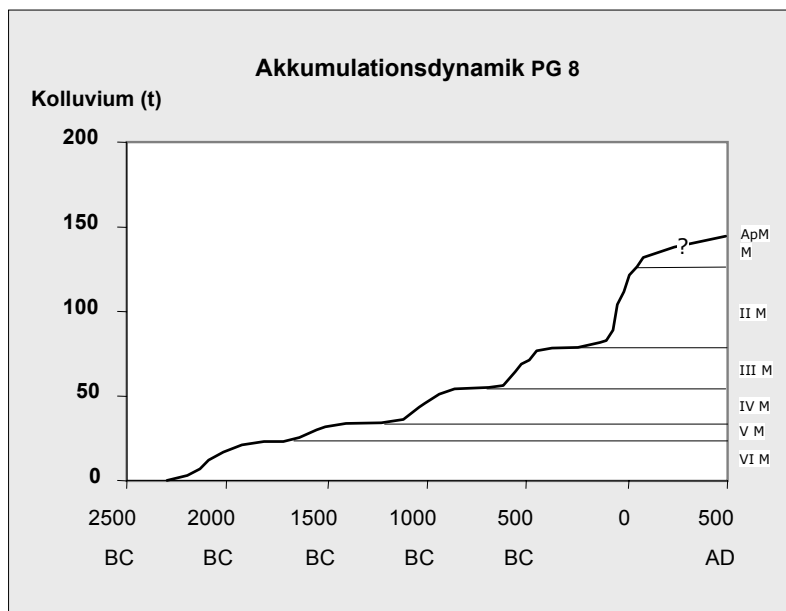
Anhand der bekannten Sedimentations-Zeiträume wurde eine Nettoablagerung pro Jahr errechnet. Aus dieser wurde eine Erosionsbilanz aus dem Einzugsgebiet mit bekannter Größe (640 m<sup>2</sup> = 0,064 ha) erstellt.

**Tabelle 18:** Erosionsbilanz für PG 8 (Die Zweitwerte stellen Korrekturwerte für die durchschnittliche Rohdichte 1,5 g / cm<sup>3</sup> dar)

Kolluvium	Masse (kg)	Ablagerungs- Zeitraum (a)	Ablagerungs- bilanz kg / Jahr	Erosionbilanz in kg / ha*a
VI M	22.619 / 18.849	500	45,2 / 37,6	705 / 586
V M	10.631 / 8.482	300	35,4 / 28,3	552 / 441
IV M	20.096 / 18.849	400	50,24 / 47,1	783 / 734
V M & IV M	30.727 / 27.331	700	43,9 / 39,0	684 / 608
III M	22.896	500	45,7	712
II M	47.123	? (300)	117,8	1837

<sup>37</sup> Die Berechnungen werden anhand der Dichte des Gesamtvolumens der Proben in feuchtem Zustand (Rohdichte) durchgeführt

Sicherlich sind in den Berechnungen einige Schwachpunkte vorhanden. In erster Linie sollte die Volumenberechnung genannt werden, die niemals exakt erfolgen kann, sondern lediglich Näherungswerte darstellt. Ferner gehört die Zuordnung der Prozess-Zeiträume dazu, die ebenfalls im Rahmen von Toleranzgrenzen gesehen werden muss, was sowohl an der Datierungsmethode ( $^{14}\text{C}$ ) selbst liegt, wie auch in der Problematik, eine kolluviale Schicht und vor allem ihre Schichtgrenze anhand Datierungen daraus dem richtigen Alter oder Zeitraum zuzuordnen. Es kann nämlich nicht von einem stetigen, über Jahrhunderte währenden Erosionsprozess ausgegangen werden, bei dem die Rahmenbedingungen durchgehend ähnlich waren. Vielmehr gab es Schwankungen der Intensität, die heute für die archivierte Zeit kaum noch nachvollzogen werden können. BORK et al. (1998: 115) gehen deshalb von tatsächlich geringfügig höheren Erosionsraten aus. Bedenken sollte man in diesem Zusammenhang auch die Tatsache, dass (heute) die Haupterosionsleistung vor allem durch wenige Extremereignisse binnen kurzer Zeit erfolgt (siehe Kapitel 5.5).



**Abbildung 90:** kolluviale Ablagerungsbilanz anhand Profilgrube PG 8  
(Stabilitätsphasen können nicht belegt werden)

Bei der ermittelten Lagerungsdichte wurde ein Korrekturfaktor mit angegeben, denn die Bodendichte war zum Zeitpunkt der Erosion vermutlich weniger hoch, als bei der jetzigen, leicht komprimierten Lagerung. Die korrigierte Berechnung in Tabelle 18 wurde mit dem ermittelten Durchschnittswert von  $1,5 \text{ g / cm}^3$  durchgeführt.



### 5.4.3 Interpretation und Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Bilanzierung sind in den Tabellen 17 und 18 und Abbildungen 90 und 91 angeführt.

Verschiedentlich wurden Bilanzierungen von prähistorischen Erosionsraten durchgeführt. Meist liegen sie in Lössgebieten, in denen die Erodibilität der Böden infolge der leicht zu Verschlammung neigenden Bodenarten beträchtlich höher liegt.

So errechnen BORK et al. (1998: 117) Werte von  $1,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  für die Eisenzeit,  $5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  für Mittelalter bis Neuzeit; und für den Zeitraum 1935 bis 1995 gar  $24 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ .

VÖLKELE et al. (1998) konnten an einem keltische Siedlungsstandort im Lössgebiet südlich des Donaubogens bei Bad Abbach einen mittleren jährlichen Bodenabtrag von  $20,4 \text{ t/ha}$  bereits zur Spätlatènezeit feststellen. Dies würde dem heutigen Bodenabtrag in diesem Landschaftstyp bei maschineller Bearbeitung entsprechen.

Weiterführende Berechnungen über zum Teil katastrophale Nährstoffverluste (C, N, P) an den Oberhängen werden ebenfalls durchgeführt (z. B. BORK et al. 1998: 118), sollen an dieser Stelle aber unterbleiben. Erwähnt soll aber werden, dass bereits die ältesten Kolluvien aus PG 8 (frühe Bronzezeit) mit Werten weit unter 1 % sehr niedrige Gehalte an organischer Substanz aufweisen. Damit sind sie mit einer Vorstellung, sie seien korrelierte Sedimente der ersten abgetragenen, noch humosen Oberböden nur schwer in Einklang zu bringen.

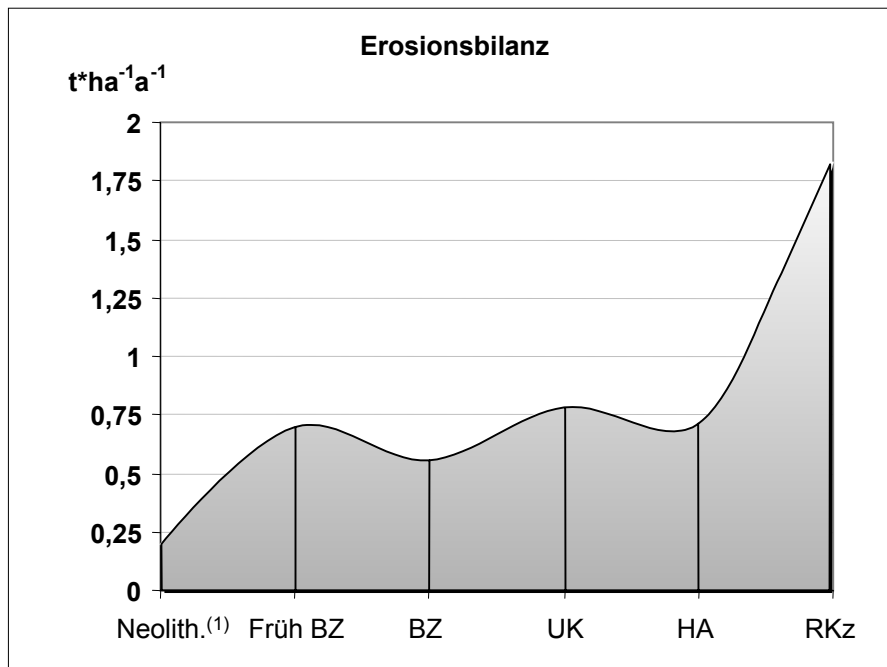
Im Schloßberggebiet können Bilanzen für den Zeitraum der frühesten Bronzezeit bis zur Römischen Kaiserzeit, eben der in PG 8 archivierten Kolluvien, errechnet werden. Vergleichbare Werte für bronzezeitliche Bodenerosion in Karstgebieten (oder außerhalb von Lössgebieten) sind dem Verfasser bisher nicht bekannt.

Für das Neolithikum können in Verknüpfung der Befunde aus PG 1 und PG 8 trotzdem Angaben gemacht werden: Eindeutige Spuren neolithischen Ackerbaus konnten in PG 1, unweit hangabwärts von PG 8 gelegen, gefunden werden. In PG 8 hingegen sind keine neolithischen Kolluvien archiviert. Die Doline kann zu dieser Zeit zwar auch inaktiv gewesen sein. Wahrscheinlich muss aber für das Neolithikum eine ackerbauliche Nutzfläche angenommen werden, die sehr kleinräumig und unterhalb PG 8 gelegen war. PG 8 dient somit auch als Beleg dafür, dass sich der neolithische Ackerbau an diesem Hang offensichtlich noch nicht bis zum Oberhang erstreckte und größere Einschnitte somit erst ab der frühen Bronzezeit anzunehmen sind.

Anhand der für die Bronzezeit errechneten Beträge von etwa  $0,7 \text{ t*ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  muss bereits für die frühe Bronzezeit von relativ intensivem Ackerbau ausgegangen werden. Die Werte für mittlere und späte Bronzezeit liegen ähnlich hoch (Abb. 91). Es sind also schon in frühen Landnutzungsphasen mit raschem Einsetzen erhebliche Mengen an Kolluvien verlagert worden. Angesichts der erosionswiderständigen, tonreichen Bodenarten kann sicherlich von hohen Erosionsraten gesprochen werden. Es zeigt sich somit, dass mindestens seit der frühen Bronzezeit intensiver Ackerbau auf dem Spornbereich des Schloßbergs betrieben wurde.

Vielerorts vermutete Abbruchphasen, zum Beispiel ab Ende der Urnenfelderzeit (um 800 v. Chr.), lassen sich in den Kolluvien, beispielsweise durch Bodenbildungsprozesse, nicht nachweisen. Inwiefern das Aufgeben oder Wüstfallen von Siedlung oder Ackerbau zu verschiedenen Phasen auf dem Schloßberg stattgefunden hat, lässt sich auch anhand PG 8

kaum nachvollziehen. Es ist zwar sicherlich mit Intensitätsschwankungen zu rechnen, dennoch bleiben die Sedimentationsraten im Durchschnitt durchgängig hoch und intensive geomorphodynamische Ruhephasen mit Bodenbildungsprozessen können nicht ausgemacht werden.



**Abbildung 91:** Erosionsbilanz anhand Profilgrube PG 8 und ihrem Einzugsgebiet <sup>(1)</sup>= Werte aus Daten unterhalb PG 8 geschätzt) (Werte für Mittelalter und Neuzeit können anhand PG 8 nicht angegeben werden)

Das Mittelalter und die Neuzeit gehören zu den erosionsintensivsten Phasen. Die bei weitem höchsten Abtragsraten der letzten 10.000 Jahre in Mitteleuropa wurden im 14. Jh. erreicht (BORK et al. 1998). Auch am Schloßberg gehört die mittelalterliche und neuzeitliche Periode sicherlich zu den erosionsintensivsten Phasen. Kolluvien dieser Epochen können als mehr oder weniger ubiquitär bezeichnet werden (vgl. Abb. 88). PG 8 jedoch war zu diesem Zeitpunkt bereits verfüllt und konnte diese Sedimente nicht mehr speichern. Es ist mit hohen Austrägen von Kolluvien dieser Zeitstellung in die angrenzenden Täler zu rechnen. Eine genauere Bilanzierung für diese Perioden wird deshalb nicht vorgenommen (siehe oben).

Aufgrund der Befunde nimmt der Verfasser an, dass in etwa diese Erosionsbeträge auch für große Bereiche des südlichen Schloßbergs während der Bronzezeit als repräsentativ gelten können. Dies legen die Datierungen der frühesten Kolluvien im kolluvialen Schwemmfächer von Einzugsgebiet A sowie der Profile in Gebiet C nahe. Ab der frühen Bronzezeit kann demnach für die Gebiete A und C bis zu ihrer Wasserscheide mit intensivem Ackerbau und wahrscheinlich auch den vorgestellten Erosionsraten gerechnet

werden. In Gebiet C können, möglicherweise aufgrund hoher Erosionsraten, erste Stufenraine und Ackerterrassierungen nachgewiesen werden. Für Einzugsgebiet E kann dies nur vermutet werden, da keine  $^{14}\text{C}$ -Daten vorliegen.

Im Einzugsgebiet B gibt es keine Hinweise auf eine Übertragbarkeit. Vermutlich muss dies in Zusammenhang mit der Lage einer Siedlung gesehen werden, die sehr wahrscheinlich in diesem Bereich, innerhalb des Ringwalles gelegen war (vgl. STROH 1975).

Für das Einzugsgebiet D kann diese Einschätzung ebenfalls nicht gelten, da die ersten Einflüsse ackerbaulicher Landnutzung frühestens ab der Zeitenwende nachweisbar sind.

## 5.5 Ergebnisse zu Prinzipien der Karsterosion

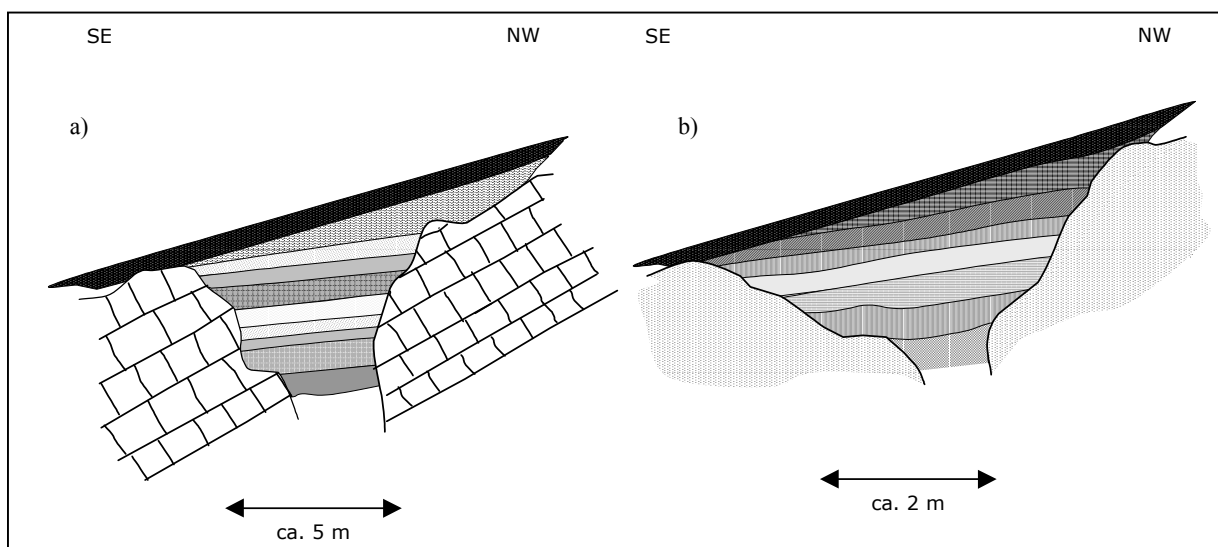
Aus den Untersuchungen und in Kapitel 5.3 vorgestellten Ergebnissen lassen sich folgende Aspekte zu Erosionprozessen in Karstlandschaften ableiten.

### 5.5.1 Formenkonvergenz anhand der Verfüllung von Dolinen (PG8 / RKS 212)

In Karstgebieten findet oberflächliche Verschwemmung von Bodenmaterial häufig nur zur nächsten Kluft oder Hohlform statt, die das Wasser in den Untergrund leitet (siehe Kapitel 2.2.3).

Am Oberhang von Einzugsgebiet A wurden zwei unterschiedlich verfüllte Dolinen in nächster Nähe erbohrt:

Zum einen war mit den Bohrungen um RKS 212 eine tiefe, mit geologischen Substraten verfüllte Doline gefunden worden (Bohrungen wurden bis 5 m Tiefe durchgeführt). Bei der Verfüllung handelte es sich um unterschiedliche Tone und Sande, die klare Schichtungen erkennen ließen. Zum Teil handelt es sich möglicherweise um kreidezeitliche Sedimente, die desöfteren in Dolinen und Karstschlotten konserviert vorzufinden sind (z. B. Grünsandstein oder Schutzfelsschichten; vgl. RICHTER 1985; MEYER & SCHMIDT-KALER 1995: 129). Im Gegensatz zu Dolomitasche, die ein ausgeprägtes Feinsandmaximum aufweist, zeigen die kreidezeitlichen Substrate häufig Maxima im Mittel und Grobsandbereich (vgl. TEICHMANN 1990).



**Abbildung 92:** Formenkonvergenz von PG 8 und RKS 212 (schematisch):

- a) mit geologischen Substraten verfüllte Doline (RKS 212);
- b) mit Kolluvien der Bronzezeit bis Römerzeit verfüllte aktive Doline (PG8)

Mit PG 8 wurde aber an demselben Hang, unweit hangaufwärts eine Doline gefunden, die mit bronzezeitlichen und jüngeren Kolluvien verfüllt wurde. Im unteren Teil könnten noch ältere Tone und Sedimente liegen<sup>38</sup>. Höchstwahrscheinlich handelt es sich bei PG 8 um eine aktive Doline.

An demselben Hang kommen also verschiedenartige Mechanismen der Verfüllung von Karsthohlräumen vor. Die unterschiedliche Füllung dieser beiden Hohlformen ist sicherlich auf ihr differierendes Alter zurückzuführen.

Anhand dieses Beispiels kann somit das in Kapitel 2.2.3 beschriebene Prinzip einer Bodenverspülung lediglich bis zur nächsten Doline auch für den Schloßberg belegt werden. Dabei muss die rezente Lösungsrate des Kalksteins gleichhoch oder höher sein als das Volumen der korrelierten Sedimente, d.h. die Doline darf nicht komplett verfüllt werden. Mit PG 8 wird darüberhinaus gezeigt, welche bemerkenswerte Rolle aktive Dolinen bei geoarchivalischen Untersuchungen in vorgeschichtlich bedeutsamem Terrain haben können: Sie konservieren Kolluvien auf außerordentlich günstige Art und Weise, denn anhand von genauer Stratifizierung und Datierung wird eine lückenlose Zuordnung der abgelagerten Volumina zu verschiedenen Zeitscheiben möglich. Dies erlaubt eine Ablagerungsbilanz der verschiedenen Ackerbauphasen. Kennt man die Größe des Einzugsgebietes, kann zudem die Angabe von Erosionsbilanzen erfolgen (s. Kapitel 5.4). Die landschaftsgeschichtliche Bedeutung des Auffindens solcher kolluvial verfüllter Dolinen in Karstgebieten wird dadurch klar vor Augen geführt.

### 5.5.2 Bodenerosion in Karstgebieten durch Extremereignisse (August 1982)

Im Gespräch mit anliegenden Dorfbewohnern und Landwirten wurde der Verfasser auf ein Ereignis aufmerksam gemacht, bei dem die Hauptstraße des Ortes Traidendorf, unmittelbar am Hangfuß von Catena D - D' gelegen, über 50 cm tief mit Schlamm überspült wurde. Die Straße war unbefahrbar und wurde komplett gesperrt, angrenzende Garagen und Keller liefen mit Schlammmassen voll, die vom Oberhang des Einzugsgebiets D („Kirchenberg“) durch die Tilke herabgespült wurden. Die örtliche Feuerwehr wurde zum Einsatz gerufen (frdl. mündl. Mitt. des Einsatzleiters und Feuerwehrhauptmanns). Das Räumen der Straße war mit schwerem Gerät keine allzuschwierige Aufgabe und konnte rasch bewerkstelligt werden.

Allerdings war auch durch aufwendige Recherchen und Befragungen weder ein genaues Datum des Ereignisses zu ermitteln, noch ein Foto zu erhalten. Lediglich eine Einschränkung in die Sommermonate der Jahre um 1983 wurde vielerseits bestätigt. Auch im Einsatzbuch der Feuerwehr wurde das Ereignis leider nicht verzeichnet, so dass sich auch auf diesem Weg keine weitere Information ergab.

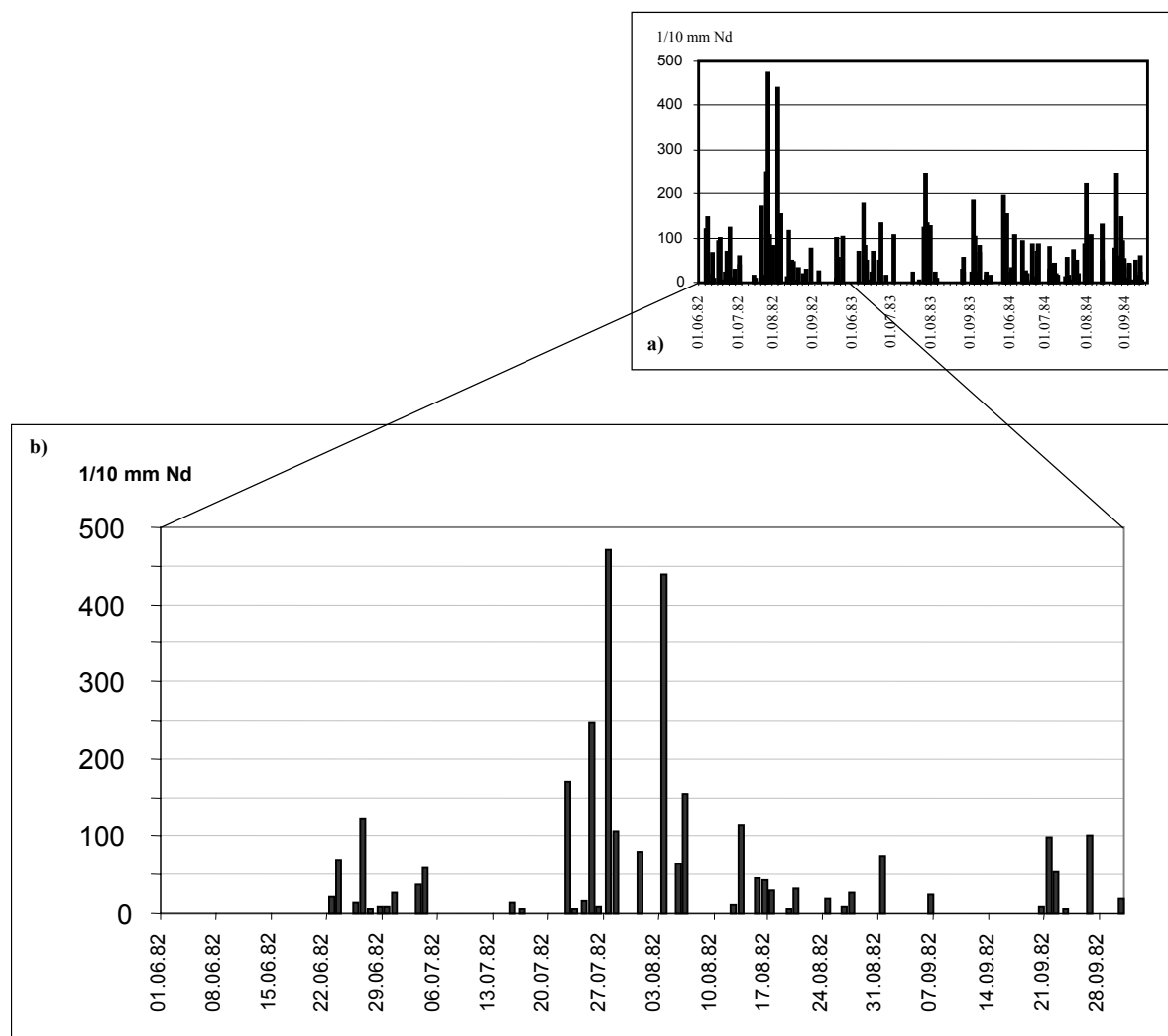
Im Folgenden wird versucht, den meteorologischen bzw. bodenkundlichen Umständen die zu diesem Ereignis führten nachzugehen, da diese Faktorenkonstellationen in Anlehnung an ein „aktualistisches Prinzip“ sehr wahrscheinlich auch für (vor-) geschichtliche Bodenerosionsprozesse maßgeblich sind. Für die kolluvialen Schwemmfächer, die im Hangfußbereich von Einzugsgebiet A und D nachgewiesen wurden, bedeutet dies in gleicher Weise, dass mächtigere kolluviale Ablagerungen eventuell nur einem einzigen

<sup>38</sup> Ein Zusammenhang mit möglichem Bergbau und Erzschrufen, konnte anhand der geochemischen Untersuchungen der kolluvialen Verfüllung ausgeschlossen werden

Tag bzw. nur wenigen Stunden zuzuordnen sind. Auch für (vor-) geschichtliche Zeit muss am Schloßberg also mit extremen und stark episodischen, mehr als mit kontinuierlichen Bodenerosionsprozessen gerechnet werden (vgl. SEILER 1983; DIKAU 1986; BORK 1988; BORK et al. 1998).

- Beschreibung der Niederschläge

Beim Deutschen Wetterdienst Offenbach (DWD) wurden die täglichen Niederschlagssummen der Sommermonate Juni - August der Jahre 1982 bis 1984 angefordert (siehe Abb. 93 a).



**Abbildung 93:** Tagesliche Niederschlagssummen für die Station Kallmünz, Juni bis September, Jahre 1982 bis 1984 (a); tägliche Niederschlagssummen für die Station Kallmünz, Juni bis September 1982 (b)  
(Quelle: Deutscher Wetterdienst, Offenbach)

Anhand dieser Werte konnte das beschriebene Ereignis nahezu sicher auf den Sommer 1982 festgelegt werden. Allerdings stellten sich deutlich zwei Extrem-Spitzen in einem geringen Abstand heraus: die Erste mit 47,2 mm Nd am 27. 07. 1982, die Zweite mit 43,9 mm Nd, wenige Tage später, am 03.08 1982. Ansonsten wurden über alle aufgeführten Sommertage nicht annähernd solch hohen Werte erreicht, meist blieben auch die Spitzenwerte im Bereich um 25 mm Nd (siehe Abb. 93 a). Obwohl nur Tagessummen angegeben werden und somit kein Intensitäts-Index angegeben werden kann<sup>39</sup>, kann dennoch davon ausgegangen werden, dass es sich dabei um sommerliche, konvektive Gewitterregen handelte, bei denen die gesamte Niederschlagsmenge innerhalb kurzer Zeit fiel. Die Intensitätswerte und damit die Erosivität dürften dementsprechend hoch gewesen sein.

Zwischen dem 05.07 bis zum 22.07 fiel so gut wie kein Niederschlag. Von 22.07 bis 26.07 kam es lediglich zu kleineren bis mittleren Niederschlagsmengen. Am 27.07 fiel dann mit 47,2 mm Nd die höchste Niederschlagsmenge der dargestellten Jahre. Im weiteren Verlauf kam es zu zwei kleineren Niederschlagsereignissen, bis am 03.08 erneut ein Extrem-Starkregenereignis mit 43,9 mm Nd im Kallmünzer Raum auftrat.

- Beschreibung des Oberflächenabflusses

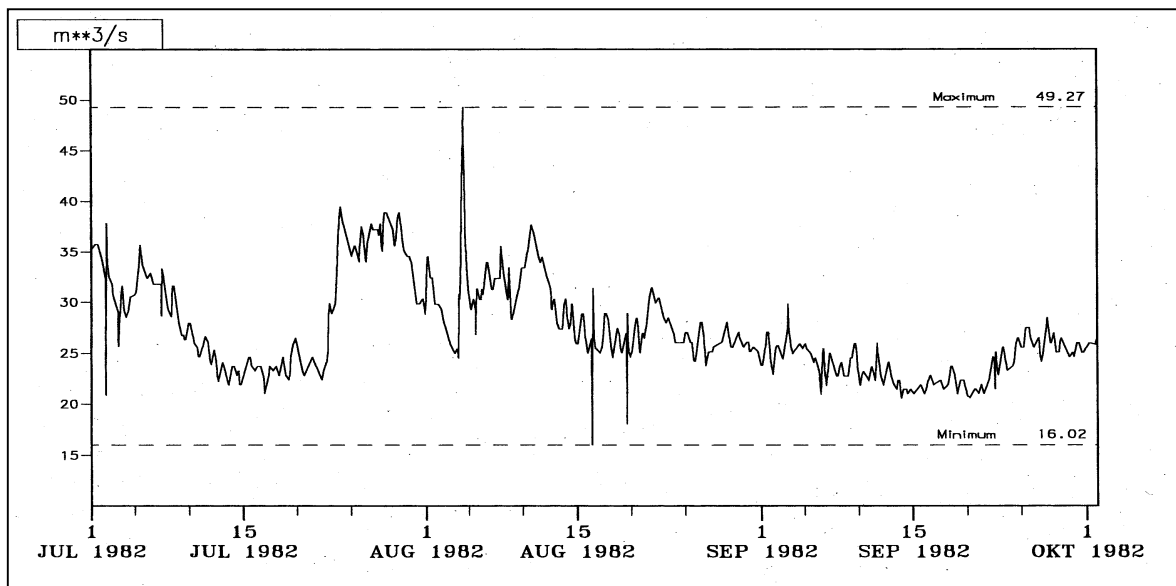
Nach Ermittlung dieser Niederschlagsspitzen sollte herausgefunden werden, inwieweit diese zu unmittelbarem, oberflächlichem Abfluss führten, oder aber vom „endogenen“ karsthydrologischen System zunächst aufgenommen wurden, ohne erosionswirksamen, bis in die Vorfluter gelangenden Oberflächenabfluss zu bilden. In diesem Fall würde dann mit Bodenerosion und Verspülung bis in die nächste Karstspalte bzw. Doline zu rechnen sein.

Dazu wurden die Abflusspegel der Flüsse Naab und Vils hinzugezogen. Beim Naab-Pegel Heitzenhofen, ca. 4 km südlich Kallmünz, werden elektronische Messungen der Abflussmenge rund um die Uhr durchgeführt. Es kann eine herausragende, extrem kurzzeitige Abflussspitze am 04.08 um 11.34 mit 49,3 m<sup>3</sup>/s beobachtet werden<sup>40</sup> (Abb. 94). Ansonsten liegen höhere Abflusswerte im Bereich um 40 m<sup>3</sup>/s, geringere im Bereich um 20 m<sup>3</sup>/s. Das Minimum des dargestellten Zeitraumes wurde am 16 .08 mit 16,0 m<sup>3</sup>/s gemessen.

---

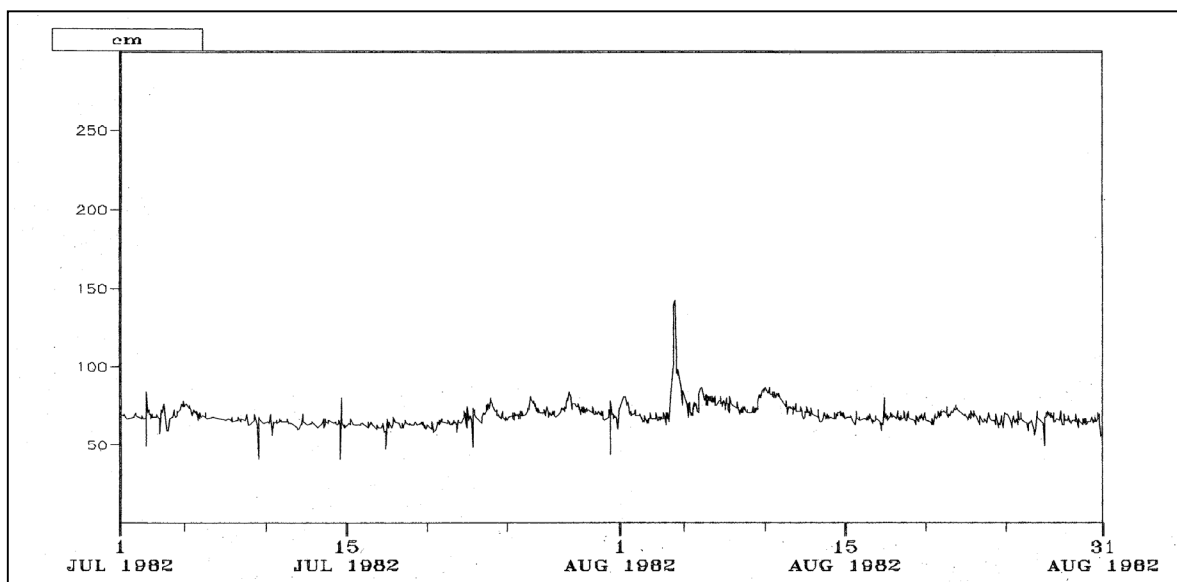
<sup>39</sup> Einen Berechnungsvorschlag anhand der üblicherweise überall erhältlichen Tagessummen diskutiert AHNERT (1996: 68).

<sup>40</sup> Das genaue Datum mit Uhrzeit wurde aus einem gesonderten Datenblatt entnommen und kann aus der dargestellten Abbildung nicht exakt abgelesen werden.



**Abbildung 94:** Abfluss-Ganglinien der Naab, Pegel Heitzenhofen Juli 1982 bis Oktober 1982 (mit freundlicher Genehmigung des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft)

Beim Vils-Pegel Dietldorf, etwa 4 km vilsaufwärts von Traidendorf, wurden aus technischen Gründen lediglich die Wasserstands-Oberflächen (m NN) vom Pegelnullpunkt (343,36 m NN) gemessen. Es liegt zudem kein gesondertes Datenblatt vor, in dem die Werte exakt angegeben werden. In Abbildung 95 zeichnet sich am 04.08.82 mit Werten



**Abbildung 95:** Abfluss-Pegel Dietldorf (Vils) (Wasserstands-Oberflächen vom Pegelnullpunkt)(mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Amberg)



um 140 cm eine klar herausragende, ebenfalls kurzzeitige Spitze ab. Durchschnittliche Pegelwerte liegen um ca. 70 cm und Niedrigwerte unterhalb 50 cm über dem Pegelnulldpunkt.

- Karstgrundwasserstände

Im Bereich um Kallmünz existieren mehrere Messstellen von Grundwasserspiegelständen (Taubenb. Forst A, B, & C; Holzheim am Forst; Hohenfels). Leider sind im Jahr 1982 noch keine Grundwasserstände in regelmäßigen Abständen gemessen worden, so dass zum beschriebenen Ereignis keine Werte vorliegen und eine Einschätzung der Anteile von im karsthydrologischen System zurückgehaltenem und oberflächlichem Abfluss nicht durch Werte belegt werden kann.

### **5.5.3 Zusammenfassung des Ereignisses am 04. August 1982:**

Beim Extremereignis im August 1982 wurden auf der Hauptstraße in Traidendorf mehr als 50 cm mächtige, kolluviale Schlammmassen abgelagert. Garagen und Keller liefen voll. Um nähere Aussagen über das Prozessgefüge machen zu können, wurden die Niederschlagswerte der Sommer 1982 - 1984 sowie die Abflusspegel der nächst gelegenen Messstationen Heitzenhofen (Naab) und Dietldorf (Vils) für eine Interpretation herangezogen.

Es hat sich herausgestellt, dass im Juli und August zwei extreme Niederschlagsereignisse in kürzester Zeit aufeinander folgten und die Werte des ersten Starkregens die des zweiten noch übertrafen. Wahrscheinlich handelte es sich bei beiden um konvektive, sommerliche Gewitterregen, bei denen der Niederschlag in relativ kurzer Zeit fiel.

Das zweite Niederschlagsereignis kann mit gleichermaßen extremen Werten in den Abflusspegeln der Naab und Vils wiedergefunden werden. Vom ersten, stärkeren Ereignis hingegen zeichnet sich nichts ab. Der Niederschlag des ersten Ereignisses wurde demnach mehr oder weniger vollständig vom karsthydrologischen System aufgenommen, ohne Oberflächenabfluss zu verursachen. Beim zweiten Ereignis hingegen ist erheblicher Oberflächenabfluss eingetreten und die dabei stattfindende Bodenabspülung war immens.

- Interpretation

Der Verfasser interpretiert diese Fakten in dem Sinne, dass für Oberflächenabfluss, Abtrag und Abtragsmengen die unterschiedlichen Witterungs- und Bodenbedingungen vor und während eines Erosionsereignisses ausschlaggebend sind:

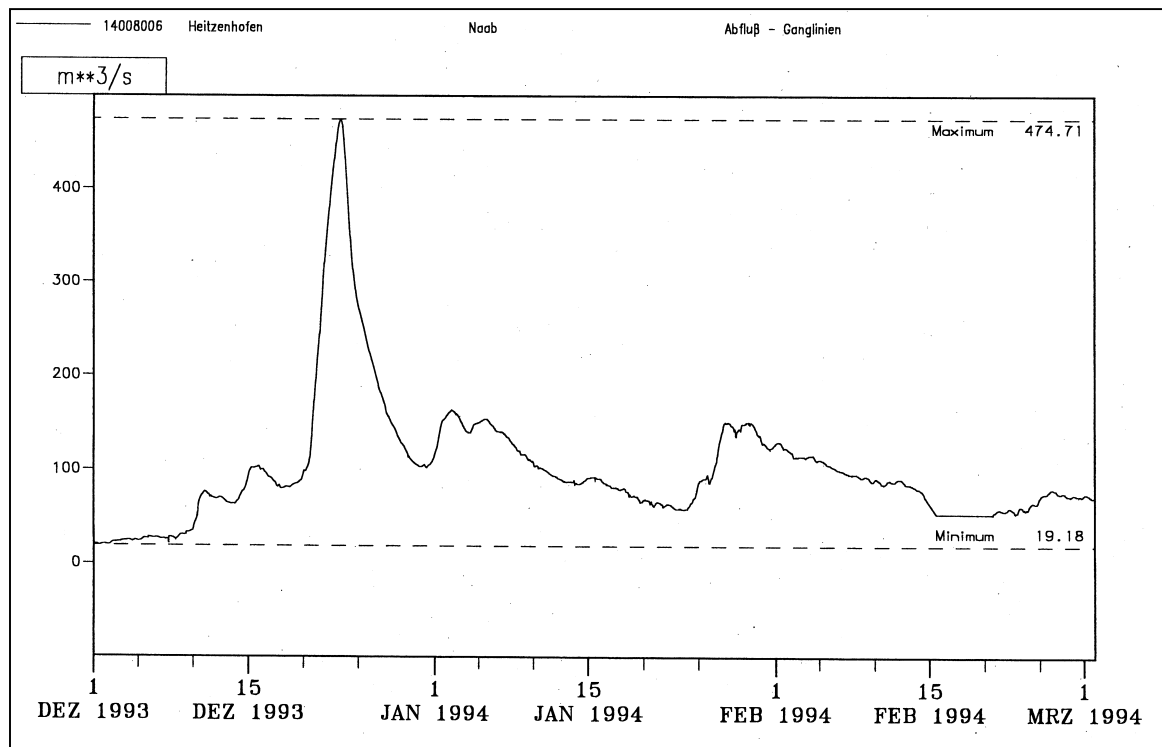
Ein trockener Oberboden kann das Wasser zunächst vollständig aufnehmen. Ist der Boden durch vorhergehende Niederschläge aber bereits wassergesättigt, lassen erneute Starkregen und zum Teil schon kleinere Niederschlagsereignisse an den folgenden Tagen den Oberflächenabfluss beträchtlich ansteigen (vgl. SEILER 1983; JÜLICH 1995). Denn die Infiltrationskapazität und Permeabilität sind bei auf Feldkapazität gesättigten Böden durch Niederschläge vorangegangener Tage erniedrigt. Somit können sich kleine Rillen bilden

und das Wasser kann linear abfließen, was im weiteren Verlauf zu einem sprunghaften Anstieg des Bodenabtrags führt (vgl. JÜLICH 1995: 104). Dass dabei Substrate gleich welcher Erodibilität (K-Faktor) unselektiv ausgeräumt werden, konnte ZEJSCHWITZ (1967) in den Karstgebieten der Paderborner Hochfläche beobachten. Bei einem Extremereignis im Jahre 1965 wurden sowohl Kolluvien, Lössfließerden, Solifluktionsmaterial, wie auch tonige Reliktböden (Terrae Fuscae) gleichermaßen von der Ausräumung betroffen, obwohl die Terrae Fuscae durch ihre hohen Tongehalte die bei weitem niedrigste Erodibilität besitzt.

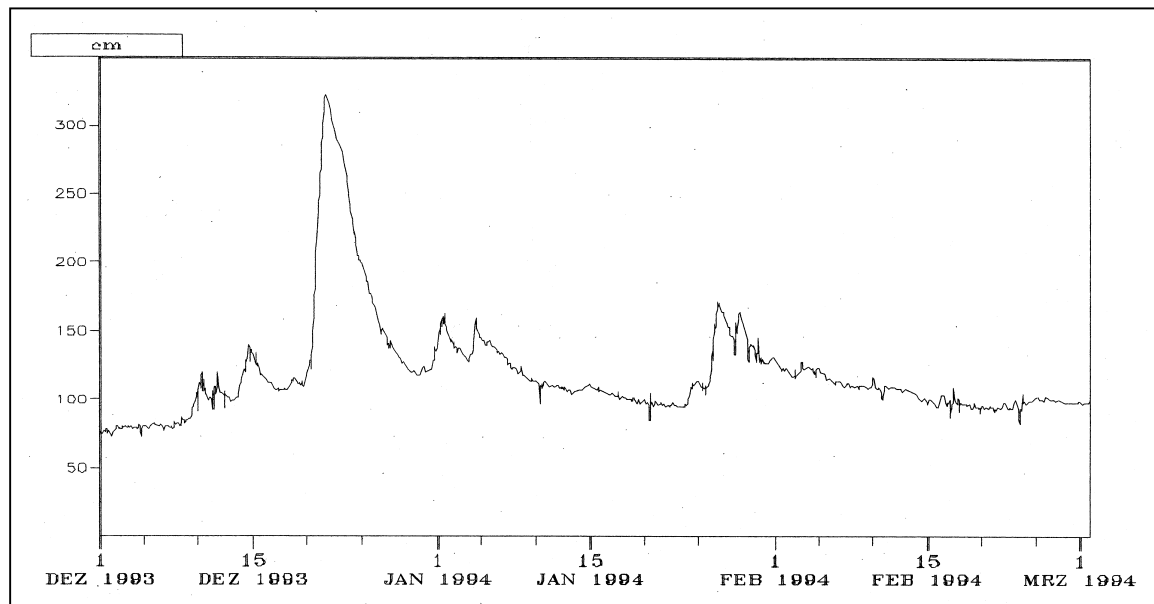
Diese Ausführungen sollen keineswegs den Anspruch auf eine systematische Untersuchung erheben. Lediglich sollen hier einige wenige Aspekte zum sicherlich noch lückenhaften, aber dennoch forschungswürdigen Bereich der Erosionsprozesse innerhalb von verkarsteten Gebieten gegeben werden. Gewiss muss nach „aktualistischem Prinzip“ auch mit ähnlichen Faktorenkonstellationen bei der Bildung der (vor-) geschichtlichen kolluvialen Schwemmfächer am Hangfuß von Einzugsgebiet A und D ausgegangen werden.

#### **5.5.4 Das Hochwasser-Ereignis vom Dezember 1993**

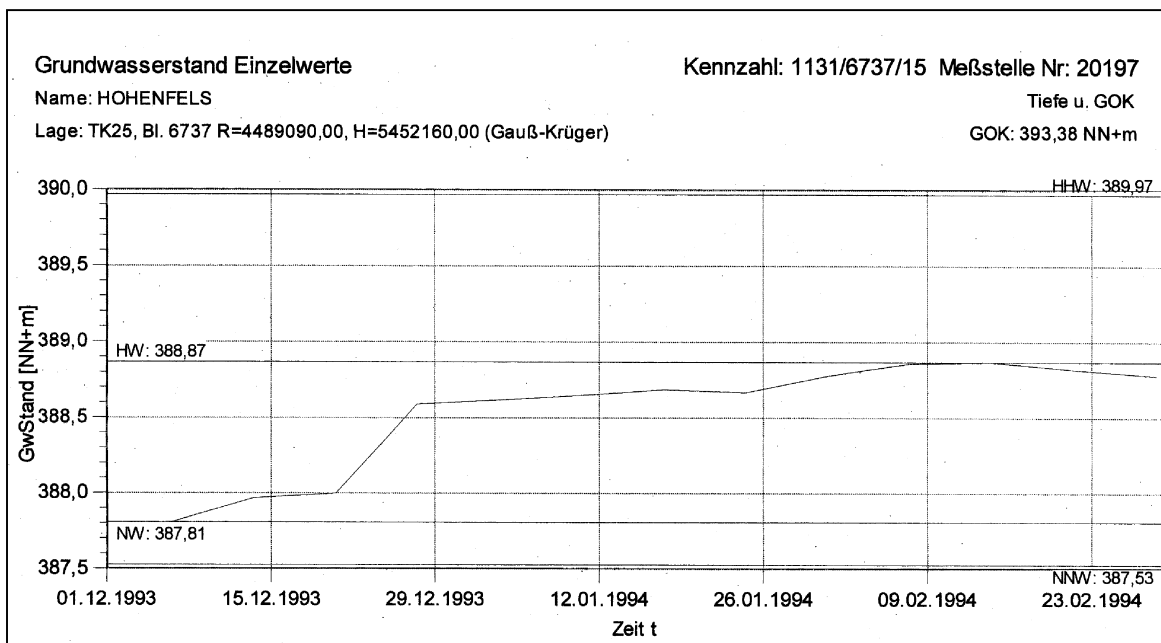
Zum Vergleich wurde ein weiteres typisches Hochwasserereignis von Naab und Vils herangezogen. Hierbei handelt es sich um ein typisches Schmelzwasser-Hochwasser, das im Dezember 1993 gemessen wurde. In beiden Pegeln, Dietldorf und Heitzenhofen, zeichnet sich eine typische, breite Abflussspitze ab, die sich über 5 - 6 Tage erstreckt (vgl. Abb. 96 & 97). Desweiteren ist für ein solches Ereignis ebenfalls typisch, dass sich mehrere kleinere Nachwellen ergeben (KOEHLER 1995). Auch diese sind in beiden Pegeln deutlich zu beobachten. Zieht man nun die Karstgrundwasserstände heran, zeigt sich, dass an der Messstelle Hohenfels zwar um den 23.12.1993 eine Erhöhung eintritt, die Maxima aber erst um den 10.02.1994, also mit beinahe zweimonatiger Verspätung erreicht werden. Bei der Messstelle Holzheim am Forst wird das Wasserstandsmaximum sogar erst am 25.02.1994 erreicht (vgl. Abb. 98 & 99).



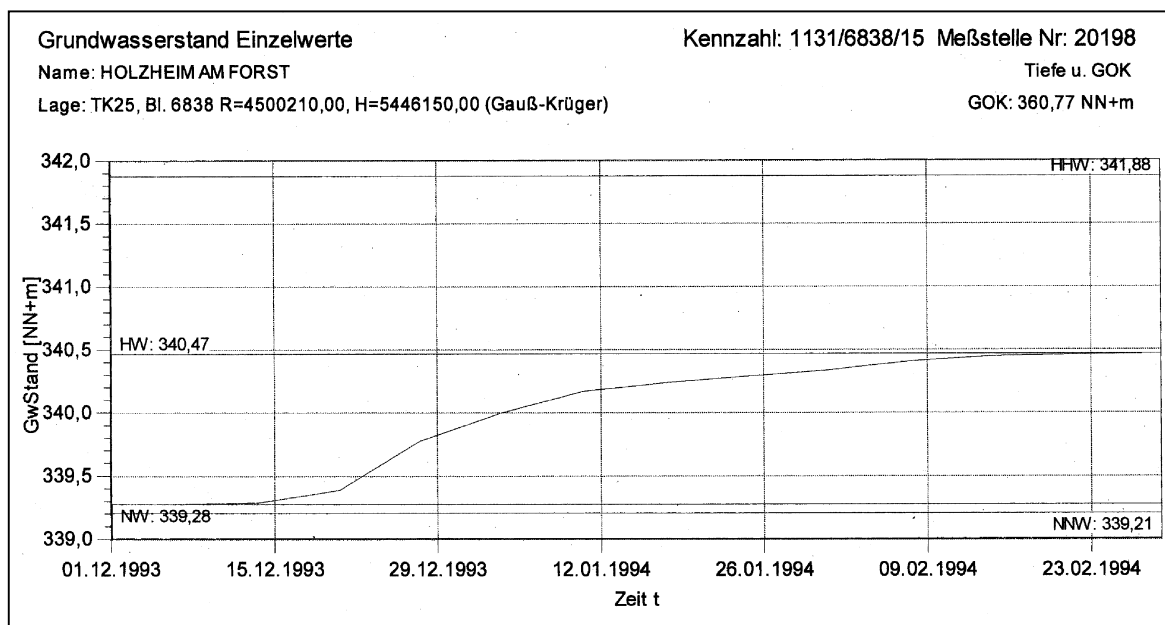
**Abbildung 96:** Abfluss-Ganglinien Heitzenhofen, Winter und Frühjahr 1993/94  
(mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Regensburg)



**Abbildung 97:** Oberflächen Wasserstand Dietldorf, Winter und Frühjahr 1993/94  
(mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Amberg)



**Abbildung 98:** Grundwasserstand-Einzelwerte, Messstelle Hohenfels, Winter – Frühjahr 1993/94 (mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Regensburg)



**Abbildung 99:** Grundwasserstand-Einzelwerte, Messstelle Holzheim am Forst, Winter - Frühjahr 1993/94 (mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Regensburg)

- Interpretation

Während der Hochwässer der Schneeschmelzperiode liegen in den Grundwasserspiegeln des karsthydrologischen Systems relative Niedrigstände vor. Diese werden in den Phasen der Hochwasserwellen nicht oder nur geringfügig beeinflusst, da das klüftige karsthydrologische System durch Bodengefrorenis außer Kraft gesetzt ist. Das Wasser muss oberflächlich abfließen.

Die Grundwasserstandsmaxima treten mit mehrmonatiger Verspätung ein, obwohl sich dann in den oberflächlichen Abflusspegeln nur noch kleine Nachwellen abzeichnen. Ein Großteil des nun dem hydrologischen System zugeführten Wassers, findet also keine Resonanz mehr in den oberflächlichen Abflusspegeln: bei sicherlich zum Teil aufgetauten Böden ist das Karst-Kluftsystem wieder permeabel und somit wieder aufnahmefähig bzw. aktiv.

Das Beispiel des Hochwasserereignisses vom Dezember 1993 stellt somit ein weiteres, für Karstgebiete typisches Ereignis dar, bei dem hoher Oberflächenabfluss stattfindet und mit Bodenerosion zu rechnen ist. Zahlreich wird auf die erosionswirksame Bedeutung dieser Ereignisse von Niederschlag in Kombination mit Schneeschmelze bei gefrorenem Untergrund und damit blockierten karsthydrologischen System hingewiesen (WERNER 1958; OSTENDORFF 1955; BLEICH 1995; JÜLICH 1995; KOEHLER 1995; vgl. Kapitel 2.3.1). Allerdings sollten diese Ereignisse nicht überbewertet werden, denn sicherlich werden keine derart dramatischen Erosionsmengen erreicht, wie im beschriebenen Extremereignis von 1982, bei dem an einem Tag bis über 50 cm mächtige kolluviale Sedimente die Straßen im Schlamm begruben.

### 5.5.5 Zusammenfassung der Ergebnisse zu Prinzipien der Karsterosion

Anhand der bodenkundlichen Aufnahmen wurden an demselben Oberhang (Einzugsgebiet A) zwei Dolinen erbohrt bzw. ergraben, an denen Formenkonvergenz nachzuweisen war. Bei Profil RKS 212 wurde nach 5 m Tiefe das weitere Abteufen eingestellt. Es zeigten sich geologische Substrate, möglicherweise mit Anteilen von Grünsandstein und Schutzfelsschichten. Etwa 20 m oberhalb wurde mit PG 8 eine aktive Doline gefunden, die mit kolluvialen Sedimenten der Bronzezeit und jünger verfüllt wurde. Auf die hohe Bedeutung solcher Formen im Rahmen geoarchivalischer Untersuchungen wird hingewiesen.

Anhand verschiedener meteorologischer und bodenkundlicher Faktorenkonstellationen, auf die der Verfasser aufmerksam wurde, konnten Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden, die nach aktualistischem Prinzip möglicherweise auch für die (Vor-) Geschichte gelten können.

Es konnte gezeigt werden, dass sommerliche Starkregenereignisse zu extremen Bodenabträgen führen können, falls die Böden durch vorhergehende Niederschläge nahezu wassergesättigt sind. Diese Starkregenereignisse schlagen sich in extrem kurzen Hochwasserspitzen der Vorfluter nieder. Hingegen können aber auch durch Niederschlagsaufzeichnungen belegte, sogar höhere Starkregen weder durch massiven Bodenabtrag, noch durch erhöhten Abfluss in den Vorflutern nachgewiesen werden. Dies

wird auf eine mehr oder weniger vollständige Aufnahme des Niederschlags durch das Karst-Kluftsystem bei nicht wassergesättigten Böden zurückgeführt.

Ein im wesentlichen durch eine Kombination von Niederschlag und Schneeschmelze in den Wintermonaten verursachter Oberflächenabfluss kann zu länger anhaltenden Hochwasserereignissen führen. Diese schlagen sich aufgrund der Gefrorenis des karsthydrologischen Systems kaum in den Karstgrundwasserständen nieder. Erst im Zuge des Auftauens der Karstoberflächen ziehen die Karstgrundwasserpegel nach und zeigen mit zum Teil mehrmonatiger Verspätung Hochstände an. Diese Art von Oberflächenabfluss, bei gefrorenem Untergrund, ist in der Regel erosionswirksam, wenn auch nicht in dem Maße wie bei erster Konstellation.

## 5.6 Schwermetalluntersuchungen

In Flusseinzugsgebieten mit altem Bergbau können historische Auensedimente mit Schwermetallen angereichert sein und in ihren Tiefengradienten die Umweltgeschichte im Einzugsgebiet widerspiegeln (DOBLER 1999). Dasselbe kann auch für die Schwermetallgehalte von Mooren und verlandeten Hülben (z. B. SMETTAN 1993) oder Kolluvien (z. B. SCHELL 1998) gelten. Den Schwermetallgehalten dieser Sedimente kann damit eine wichtige Bedeutung als Indikator der Landschaftsgeschichte zukommen, denn anhand der Anreicherungen können sie eine stratigrafische Gliederung, relative Datierung und Abschätzung von anthropogener Einflussnahme auf die Umwelt ermöglichen. Probleme stellen jedoch die Abschätzung des geogenen Backgrounds sowie eine mögliche Remobilisierung und Verlagerung der Stoffe dar (IGL 2000: 55).

Im Einzugsgebiet der Vils und Naab fand im Mittelalter intensive Bergbau- und Verhüttungstätigkeit statt (vgl. Kapitel 5.6.1). In der nächsten Umgebung von Kallmünz gibt es ebenfalls zahlreiche Hinweise auf (prä-) historische Bergbautätigkeiten (Kapitel 5.6.1.1). Hier muss vor allem die Gewinnung und Verhüttung von Eisenerzen genannt werden. Auf dem gesamten Schloßberg-Gebiet, insbesondere aber im Bereich um den Kirchenberg und Hirmesberg, wurden sowohl oberflächlich als auch in den Kolluvien zahlreich Schlacken gefunden. Sie können als verschleppte Reste ehemaliger Verhüttungsplätze interpretiert werden (KEMPA 1991: 11). Im Gebiet um Traidendorf wurden zudem auch in den Vilssedimenten und -schottern Schlacken gefunden (s. Profil VA 25, Einzugsgebiet D).

Die ehemaligen Hammerwerke von Kallmünz und Traidendorf zeugen ebenfalls von der montangeschichtlichen Vergangenheit der Region.

Zunächst sollen in den folgenden Kapiteln knapp einige historische Grundlagen vorgestellt werden. In Kapitel 5.6.2 werden dann die Ergebnisse der Analysen vorgestellt und diskutiert. Allerdings soll nicht der Eindruck einer systematischen Beprobung erweckt werden. Es wird deshalb darauf hingewiesen, dass lediglich einzelne Bohrprofile zusätzlich zu einer Schwermetallanalyse herangezogen wurden und somit höchstens ein stichprobenartiger Charakter vorliegt. Dieser Ansatz kann zunächst klären, ob sich überhaupt Spuren der Bergbautätigkeiten finden und sich, zum Beispiel durch eine Differenzierung mittelalterlicher Auenlehme von älteren, umweltgeschichtlich anwenden lassen.

### 5.6.1 Historische Grundlagen

Bergbau und Hüttenwesen haben in der Vergangenheit weite Teile der mitteleuropäischen Kulturlandschaft geprägt. Dass dabei immer schon und auch bereits vor tausenden von Jahren die Umwelt nachhaltig beeinflusst werden konnte, steht außer Frage (GOLDENBERG 1993; WEISGERBER 1996). Die wissenschaftlichen Erkenntnisse über das jeweilige Ausmaß und die konkreten Folgen sind jedoch sowohl für die betroffene Zeit selbst, als auch für die nachfolgenden Epochen spärlich (ZAHN 1981; GOLDENBERG 1993 & 1996; ZIMMERMANN 1993).

In Bayern stammen die ältesten Spuren von Eisenerzgewinnung und Eisenverarbeitung aus der Latène- bzw. Hallstattzeit. Sie waren auf prä-obercenomane Brauneisenerze auf der Frankenalb ausgerichtet (GUDDEN 1987: 25). Ferner wurden auch Bohnerze, die in den Kalkverwitterungslehmen der Alb-Hochflächen vorkommen, in verschiedenen Zeiten als Lagerstätten ausgebeutet. Sie enthalten in geringen Mengen auch Blei und andere Schwermetalle (YALCIN & HAUPTMANN 1995: 269).

Spätestens seit der Latènezeit fand im Gebiet des heutigen Bayern Bergbau auf Eisenerz wohl zu allen Zeiten auf Lagerstätten unterschiedlichster geologischer Position statt und ist für den Raum der südlichen Frankenalb belegt (SCHWARZ et al. 1964 & 1965/66; BURGER & GEISLER 1983).

Eine wichtige Rolle, insbesondere für die Zeit des Mittelalters, spielten in diesem montangeschichtlichen Zusammenhang die zahlreichen Lagerstätten der Oberpfalz, wobei die größten bei Amberg, Sulzbach-Rosenberg und Auerbach lagen (GUDDEN 1987). Die Oberpfalz hatte eine herausragende Stellung inne. Sie erzeugte Roheisen in einem Ausmaß, dass es lange Jahrhunderte darin geradezu das Monopol besaß und große Teile Europas, wie zum Beispiel England, Frankreich, Italien, Ungarn und sogar die Türkei damit versorgte. LUTZ (1941) und ERGA (1960) bezeichneten die Oberpfalz als „Ruhrgebiet des Mittelalters“, oder auch das „Land der hundert Feuer“.

Nicht vergessen werden darf zudem der enorme Bedarf an Brennholz, der für gewöhnlich durch die Köhlerei zur Verfügung gestellt wurde. Bei dem ungeheuren Bedarf der Region an Holzkohle kann als sicher gelten, dass man in der Regel Kahlschläge führte. Dies kann aus verschiedenen archivalischen Quellen, insbesondere Forstbeschreibungen geschlossen werden (LUTZ 1941: 285).

Nach Abbau der metallhaltigen Erze war das Ziel, sie von Begleitgesteinen und -mineralen zu befreien und die Metalle aus ihren chemischen Verbindungen zu lösen. Die hierzu angewandten historischen Methoden mit ihren vielschichtigen Arbeitsabläufen und ihren möglichen Auswirkungen auf Mensch und Umwelt beschreiben GOLDENBERG (1993, 1996) und für die Oberpfälzer Region ERGA (1960: 19ff):

Durch die umwälzende Erfindung der Hammerwerke um ca. 1250 wurde die frühmittelalterliche Methode der Feuerstätten und Tretwerke, mit denen sich nur geringe Mengen gewinnen ließen, entscheidend verbessert. Mit einem Schlag war nun die Möglichkeit da, das Eisen in großem Maßstab zu gewinnen. Weitere wichtige Veränderungen folgten: so lagen die Tretwerke aus praktischen Gründen meist unmittelbar neben den Erzgruben, die Hammerwerke hingegen im Tal und am Wasser. Um genügend Wasserkraft zu verfügen wurden Bäche aufgestaut, die Anlagen wurden größer und an einen regen Verkehr angeschlossen, denn Erze und Holzkohlen mussten herangeschafft werden.

Die Erzgewinnung erfolgte periodisch, meist alle 5 Jahre. Von weither kamen dann die Bergleute, um am „Würken“ teilzunehmen. Zur Aufbereitung wurden die Erze vom tauben Gestein befreit und gewaschen. Der Schwefelgehalt wurde durch Rösten im Holzfeuer beseitigt, oder man ließ das Erz auch jahrelang im Freien liegen, dann besorgten Wind und Regen die gleiche Arbeit (ERGA 1960: 20). Die schlammigen und mit Schwermetallen



belasteten Waschabgänge führten dabei oftmals zu einer erheblichen Verschmutzung der Gewässer (GOLDENBERG 1993: 109).

Für weitergehende Beschreibungen sei auf ERGA (1960: 19ff) oder GOLDENBERG (1993 & 1996) verwiesen. Es soll noch erwähnt werden, dass die jährliche durchschnittliche Leistung eines Oberpfälzer Schienhammers rund 34 t erzeugten Roheisens betrug und dafür etwa 130 Tonnen Eisenerz und 500 Tonnen Holzkohle benötigt wurden. Für das 15. Jh. wurden noch höhere Werte berechnet. Der Verbrauch an Holzkohle war so gewaltig, dass es den Hammerwerken verboten war, Roheisen in zweifach geschmiedetes Deicheisen zu verwandeln. Eine drastische Vernichtung bzw. Veränderung der Wälder, zum Beispiel durch das Ersetzen langsam wachsender Buchen und Eichen durch schnellwüchsige Fichten und Kiefern, wird trotzdem angenommen.

#### **5.6.1.1 Historische Belege für Bergbautätigkeit im Raum um Kallmünz**

Ob der Kallmünzer Raum in prähistorischer Vergangenheit ein montanindustriell aktives Gebiet war und seit wann in der Kallmünzer Gegend Eisenerz gewonnen und verarbeitet wird, ist bisher nicht bekannt. In der Fränkischen Alb ist jedoch vorgeschichtlicher Eisenerzabbau bis in die späte Latènezeit, ja sogar bis in die Hallstatt-Zeit hinein bezeugt (REINECKE 1926; SCHWARZ et al. 1965/66; BURGER & GEISLER 1983).

Die montanindustrielle Bedeutung der Oberpfalz gründet sich vornehmlich auf die mittelalterliche Eisengewinnung in Hammerwerken, einer umwälzenden Erfindung, die ab dem 13. Jh. in der ganzen Oberpfalz wie Pilze aus dem Boden schoss. Sie zieht eine scharfe Trennung zu früh- und vorgeschichtlicher Eisengewinnung. Im Laufe dieser Entwicklung werden an Naab und Vils sowie an deren Zuflüssen ab 1270 bis 1475 nahezu 200 Eisenhämmer urkundlich erwähnt (LUTZ 1941; ERGA 1960: 10). Auf den enormen Bedarf an Holzkohle und den daraus resultierenden drastischen Einfluss auf die Wälder wurde bereits hingewiesen (s.o.).

Neben diesen bedeutenden, jahrhundertelangen Bergbautätigkeiten im Einzugsgebiet der Vils und Naab, wird ab dem 16. Jh. auch in der nächsten Nähe von Kallmünz über Eisenerzbergbau berichtet (ERGA 1960; KNAUER 1961: 131; STAHL 1983; GÖTSCHMANN 1985: 60ff). Die meisten einstigen Gruben treten jedoch urkundlich gar nicht in Erscheinung und so kann es mehr als Zufall gelten, wenn in alten Schriften einmal eine Grube genannt wird (ERGA 1960: 8).

In der TK 25 6837 Blatt Kallmünz weisen noch heute Namen auf Erzgruben hin (z. B. „Erzberg“ westlich der Vils bei Traidendorf oder „Erzberg“ östlich Krachenhausen sowie „Grub“ nahe Holzheim am Forst). Ferner werden urkundlich alte Eisenerzgruben bei Traidendorf, Schmidmühlen, Kallmünz, Heitzenhofen, Duggendorf sowie Krachenhausen erwähnt (ERGA 1960: 8; GÖTSCHMANN 1985: 62f):

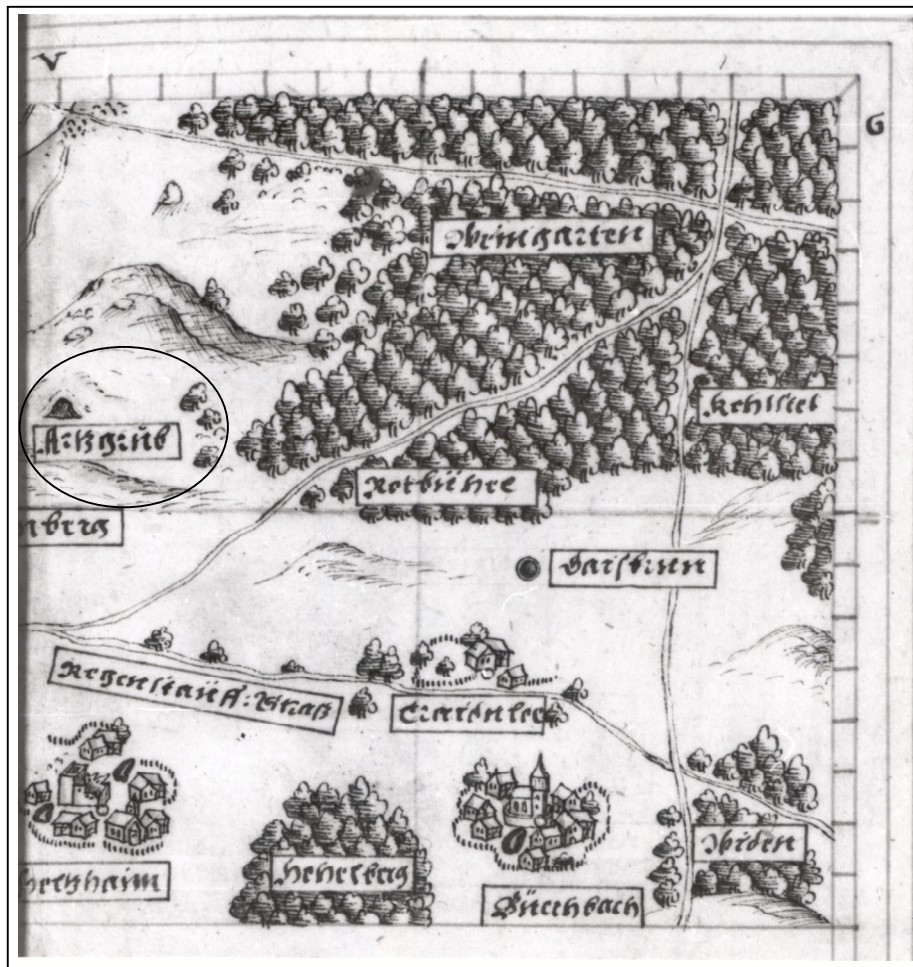
- Das Erzvorkommen bei Kallmünz erwies sich als so vielversprechend, dass sich bereits am 16. Juli (1570) eine Gewerkschaft konstituierte, die dieses Bergwerk betreiben wollte. Im September fertigte der Hammermeister Georg Moller von Heitzenhofen das erste Eisen aus dem in der Grube gewonnene Erz. Das Ergebnis übertraf alle Erwartungen: aus drei Schubkarren Erz, der gleichen Menge, die man bei Amberg zu

einer Zerenne nahm, stellte man 14 Werkschienen und eine Radschiene her (GÖTSCHMANN 1985: 61).

- Fast zwei Jahrzehnte später, am 28 November 1590, ordnete Pfalzgraf Philipp Ludwig erneut einen Rat der Neuburger Regierung nach Kallmünz ab, um die Erzvorkommen bei Kallmünz und Duggendorf zu besichtigen. Tatsächlich begannen Probeschürfungen beim Kallmünzer Bergwerk, man war also ernsthaft bemüht, in der Gegend Kallmünz und auch zwischen Traidendorf und Duggendorf, Eisenerzvorkommen zu erschließen.
- Nach GÖTSCHMANN (1985) wurde 1606 auch bei Krachenhausen Eisenerz abgebaut. Dieses Bergwerk befand sich vermutlich am Erzberg, ca. 2 km östlich von Krachenhausen (GÖTSCHMANN 1985: 62, s. Karte um 1599, Abb. 100 und als Anhang A 8).
- Nach dem 30jährigen Krieg wurde verschiedentlich erneut versucht in dieser Gegend Erz abzubauen. So schreibt GÖTSCHMANN (1985: 62f): „Aus diesem Grund ersuchte der Hammermeister von Traidendorf, Tänzel, um die Genehmigung, bei Kallmünz am alten Weinberg Erz abbauen zu dürfen. Das von ihm aufgefundene Vorkommen befand sich in der Nähe früherer Gruben, von denen nach seinen Angaben noch an die 100 im Gelände auszumachen waren.“ Allerdings blieb dieser Versuch ohne nachhaltigen Erfolg.

Dramatische Einschnitte im Montanwesen brachte der Landshuter Erbfolgekrieg (1504/1505) sowie der 30-jährige Krieg, der dem Hammerwesen der Oberpfalz letztendlich das Ende brachte (ERGA 1960: 17).

Durch die Quellen wird damit belegt, dass in nächster Nähe zu Kallmünz mit montanindustriellen Tätigkeiten, vor allem im Mittelalter, möglicherweise aber auch bereits in vorgeschichtlicher Zeit gerechnet werden muss. Anhand der im Folgenden beschriebenen Untersuchungen wird versucht, in Auensedimenten und Kolluvien Nachweise dafür zu erbringen und gegebenenfalls eine Stratifizierung oder relative Datierung dieser Sedimente vorzunehmen.



**Abbildung 100:** Detail-Karte des Kallmünzer Gebietes, ca. 2 km östlich Kallmünz, um 1599 (Kartenlibell 10856 der Pfalzneuburgischen Landesaufnahme nach Christoph Vogel<sup>41</sup>) mit eingetragener Erzgrube (Veröffentlichung mit freundlicher Genehmigung des Hauptstaatsarchives München); Die gesamte Karte befindet sich im Anhang (Anhang A 8)

### 5.6.2 Schwermetalle auf dem Schloßberg-Plateau

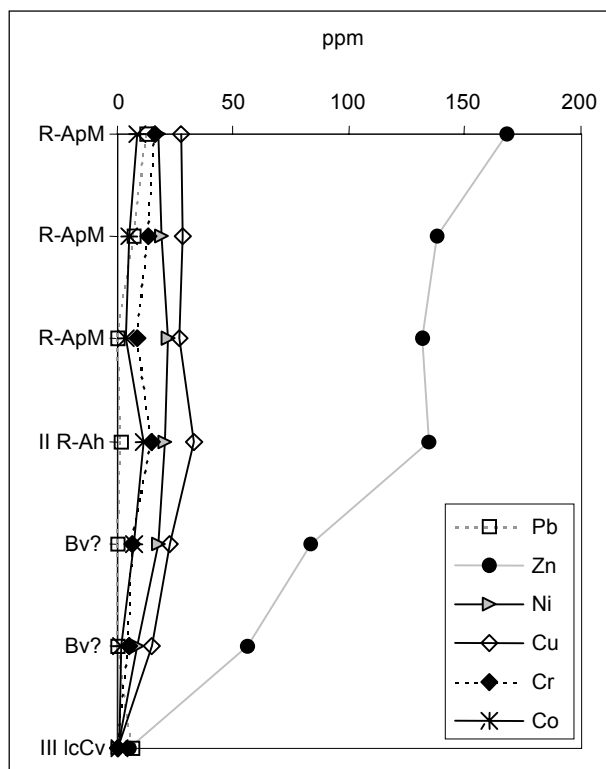
Auf dem Schloßberg wurden an ausgewählten Profilen Schwermetalluntersuchungen durchgeführt, um einen möglichen anthropogenen Einfluss nachweisen zu können (vgl. SCHELL 1998). Bei pH-Werten um 7, wie sie am Schloßberg in aller Regel auftreten, können insbesondere Blei und Chrom aufgrund ihrer sehr geringen Mobilität zudem als Schichtungszeiger fungieren (BRÜCK 1995). Darüberhinaus sollte geprüft werden, inwiefern sich die durch ihre Eigenheiten ausgezeichneten BvT-Horizonte (s. Kapitel 5.2.3.4) am Schloßberg durch Schwermetallgehalte charakterisieren und mit Angaben aus der Literatur vergleichen lassen (s. Kapitel 5.6.2.1).

<sup>41</sup> Näheres zur pfalzneuburgischen Landesaufnahme des Kartographen Christoph Vogel bei SCHERL (1960)

### • Profil H 0 (Einzugsgebiet B)

In den Hortisolen bzw. hortisolbürtigen Kolluvien am Schloßberg zeigt lediglich Zink, mit  $> 150$  ppm, in den oberen Profilabschnitten relativ hohe Werte. In den Bv-Horizonten gehen die Werte deutlich zurück. Die anstehende Dolomitasche ist praktisch frei von Zink, wie auch von den anderen untersuchten Schwermetallen (vgl. Abb 101).

Bei den übrigen untersuchten Schwermetallen ist ansonsten keine bzw. nur eine geringe Tiefenfunktion, auch in den oberen Schichten erkennbar. Minimale Erhöhungen der Cobalt- und Chrom Werte zeigt der R-Ah.



**Abbildung 101:** Schwermetall-Totalgehalte H 0

Somit setzten sich die rigolten Horizonte anhand der Zinkwerte erkennbar vom restlichen Profil ab. Als Ursachen für eine Anreicherung können sicherlich bodenverbessernde Maßnahmen wie jahrhundertelange Zufuhr und Aufbringung von Siedlungsabfällen, Müllkompost und möglicherweise Haushaltsabwässer genannt werden (RUPPERT & JONECK 1988; BRÜCK 1995; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). H 0 zeigt in den rigolten Horizonten typisch hohe Gehalte an organischer Substanz von  $> 5$  bis über  $10\%$ . Zink ist dabei vor allem an die organische Substanz gebunden.

Eine klare Überschreitung der Grenzwerte (z.B. Klärschlammverordnung mit  $150$  bzw.  $200$  ppm) kann nicht festgestellt werden. Dennoch zeigt sich anhand der analysierten Werte ein eindeutiger anthropogener Einfluss im Sinne einer Anreicherung in den Hortisolen.

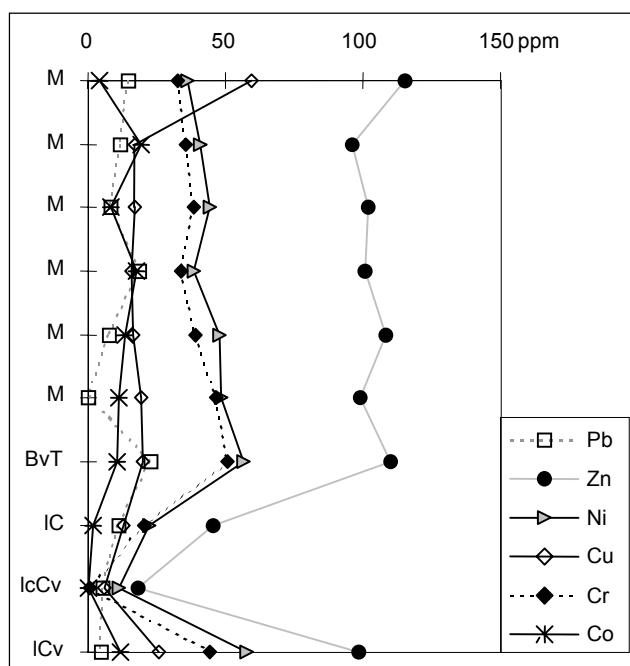
Der Zn-Gehalt wenig oder nicht belasteter Böden schwankt häufig zwischen 10 und 80 ppm (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 294). H 0 besitzt durchweg pH-Werte  $> 7$ . Bereits ab pH-Werten von  $> 6$  ist der Anteil des austauschbaren und verfügbaren Zinks sehr gering. Die Zn-Auswaschung dürfte deshalb ebenfalls gering sein, ein Eintrag über (Staub-) Niederschläge ist vor allem in der Nähe von Ballungsräumen beträchtlich (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 296). Durch die Leelage im Schatten der Fränkischen Alb dürfte dies jedoch hier niedrig sein.

#### • PG 1 (Einzugsgebiet A)

Bis auf auffallende Kupfer-Werte im oberen Bereich zeigt sich in den Kolluvien kein auffälliger Tiefengradient (vgl. Abb. 102). Auch im BvT-Horizont sind, im Vergleich zu PG 4 und PG 51 nur wenig erhöhte Werte festzustellen. Lediglich die Gehalte an Nickel und Chrom steigen minimal an. Die Zink-Kurve bewegt sich durchwegs im Rahmen um 100 ppm. Sie kann also als höchstens minimal, evtl. durch Düngung angereichert, bezeichnet werden.

Typisch unbelastete Werte zeigt die Dolomitasche (IcCv). Die Kurven aller untersuchten Schwermetalle zeigen einen drastischen Rückgang auf minimale Gehalte.

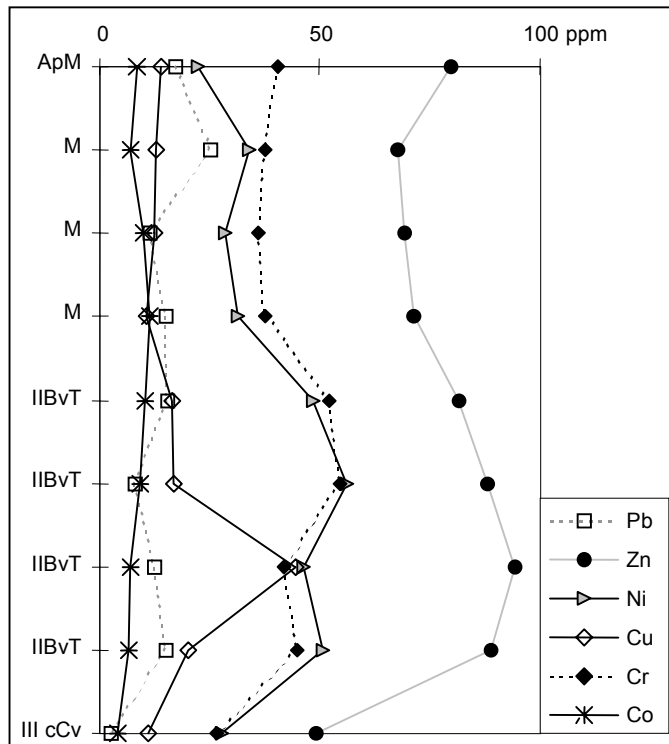
Liegend wurde ein fetter Ton (ICv) mit in die Untersuchung einbezogen, bei dem die Werte erneut stark, annähernd auf vorherige Größen ansteigen.



**Abbildung 102:** Schwermetall-Totalgehalte PG 1

### • PG 51 (Einzugsgebiet D)

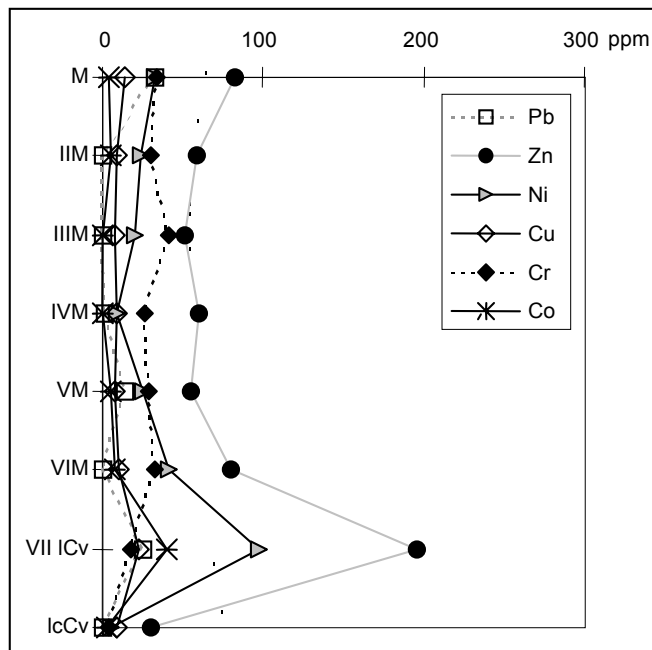
Anhand der Schwermetallgehalte lässt sich in PG 51 eine Dreiteilung nachvollziehen. Mittlere bis geringe Gehalte lassen sich im Kolluvium beobachten. Der BvT zeigt erwartungsgemäß vergleichsweise leicht erhöhte Gehalte. Sowohl Zn wie auch Cr, Ni und Cu liegen um 20 - 30 ppm höher. Die Fließerden wiederum weisen sehr geringe Werte auf (Abb. 103).



**Abbildung 103:** Schwermetall-Totalgehalte PG 51

### • PG 8 W4 (Einzugsgebiet A)

Die Kolluvien weisen insgesamt geringe Werte auf und zeigen auch kaum auslegbare Schichtgrenzen an. Eine Verbindung dieser lokalen, am Oberhang gelegenen und mit Kolluvien verfüllten Hohlform mit Eisenerzbergbau oder -verhüttung ist somit auszuschließen. Lediglich in der obersten Probe wird ein gewisser Zink- sowie Bleianstieg deutlich. Der obere der beiden dargestellten IC-Horizonte stellt einen liegenden, fetten Ton aus PG 8 W4 dar. Ähnlich PG 1 sind in diesem sehr hohe Gehalte messbar. Der zweite C-Horizont ist liegende Dolomitasche aus anderen Bereichen der Grube (s. Abb. 24, PG 8 W 1). Sie zeigt erwartungsgemäß einen drastischen Rückgang der Gehalte (Abb. 104).



**Abbildung 104:** Schwermetall-Totalgehalte PG 8 W4

#### 5.6.2.1 Zusammenfassung der Befunde auf dem Plateau

Die Dolomitaschen werden durch ihre extrem geringen Gehalten an Schwermetallen charakterisiert. Diese können als Folge ihrer natürlichen Bildungsbedingungen angesehen werden, denn Karbonate sind allgemein schwermetallarm. In die Karbonatgitter können zwar einige Metallionen wie z.B. Fe, Mn, Sr, Zn, oder Cd eingebaut werden, jedoch hängt die Menge sehr stark von der Größe des Ions und seiner Konzentration in der Lösung ab, aus der die Karbonate gebildet werden (REEDER 1990; VEIZER 1990).

Ein beinahe extremes Gegenteil stellen andererseits die Terra-Böden dar, denn bei der Auflösung der Karbonate durch Verwitterung bzw. Oxidation werden diese Elemente freigesetzt. Die relativ hohen pH-Werte der Verwitterungslösung lassen erwarten, dass die Metallionen sofort von den ebenfalls freigesetzten Tonmineralien sorbiert werden. Zusätzlich wird das zweiwertige Eisen zu Ferrihydrit aufoxidiert, welches noch zusätzlich eine effektivere Sorptionskapazität besitzt. So können diese Horizonte erhebliche Anreicherungen an Schwermetallen aufweisen (RUPPERT 1987: 54). Diese (reliktischen) Böden können Bestandteile der heutigen Böden sein und durch ihre Anreicherungen mit Schwermetallen auffallen.

Auch BORGER & BECK (2000: 21) beobachteten höhere Schwermetallgehalte der Unterböden, was sie als eine natürliche Folge der höheren Tongehalte sehen. In den BvT-Horizonten fallen vor allem die Werte von Nickel als leicht erhöht auf. Eine Nickel-Adsorption und Bindung erfolgt in Böden hauptsächlich durch Fe-, Mn- und Al-Oxide sowie durch Tonminerale (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 343).

Da im gesamten Schloßbergbereich pH-Werte  $> 7$  vorherrschen, können vor allem Blei und Chrom aufgrund ihrer sehr geringen Mobilität als Schichtungszeiger fungieren (vgl. BRÜCK 1995). Die Schichtwechsel innerhalb der Profile können dadurch bestätigt werden.

Die Kolluvien sind kaum anthropogen belastet, lediglich die Hortisole weisen im oberen Bereich (R-Horizonte) anthropogen gering erhöhte (Zn-) Werte auf.

In mittelalterlichen Kolluvien zahlreich gefundene Schlacken wurden mineralogisch und chemisch nicht weiter untersucht. Weiterführende Schlackenanalysen könnten jedoch eventuell eine Zuordnung zu unterschiedlichen historischen Epochen ermöglichen (vgl. SPERL 1980; GOLDENBERG 1990).

**Tabelle 19:** Schwermetallgehalte von Böden auf Karbonatgesteinen in Bayern (nach RUPPERT 1987; RUPPERT & JONECK 1988; SUTTNER et al. 1999).

Boden	Hori- zont	Tiefe cm	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
Rendzina aus Dolomitsand (Malm), Halbtrockenrasen (Kallmünz 6837 - 3)	Ah	15	40	942	2,4	13	32	19	80	21
	BvCv	15	10	476	0,9	7	14	8	32	3
	Cv	> 70	4	180	0,2	2	4	1	6	< 3
Braunerde T.F. aus Lösslehmdeckschicht über Kalk- steinverwitterung (Parsberg, 6836-2)	Of	2	29	1080	0,8	5	16	22	89	69
	Oh	1	52	761	1,6	10	27	20	102	106
	Ah	10	86	1230	3,1	20	43	20	84	39
	BvT	20	107	687	4,8	19	84	31	113	28
	II T	> 120	111	486	5,7	20	148	52	166	28
Typische Gehalte, Residualtonhorizonte Fränkische Alb	T	-	120	-	-	-	110	38	160	28
Dolomitasche (Kallmünz, s.o)	Cv	> 70	4	180	0,2	2	4	1	6	< 3
Dolomit Weißjura (Mittelwert)	Cn		<5	136	0,1	-	3	2	8	4

### 5.6.3 Schwermetalle in Naab- und Vilssedimenten

Nach dem Prinzip Erosion - fluviatile Materialverfrachtung - Sedimentation stellen Auen-sedimente bedeutende Archive eines anthropogenen Schwermetalleintrages im Zuge montan-historischer Tätigkeiten dar (s. Kapitel 2.1).

Es existieren zahlreiche Werke, die sich mit Schwermetallbelastungen in Auenbereichen auseinandersetzen (z. B. EBERHARDT 1988; BRÜCK 1995; DOBLER 1999). Vorliegende Arbeit soll als stichprobenartiger Ansatz verstanden werden, möglicherweise als Vorarbeit, die bei positivem Ergebniss eine eigene Untersuchung nach sich ziehen könnte.

#### • VA 1

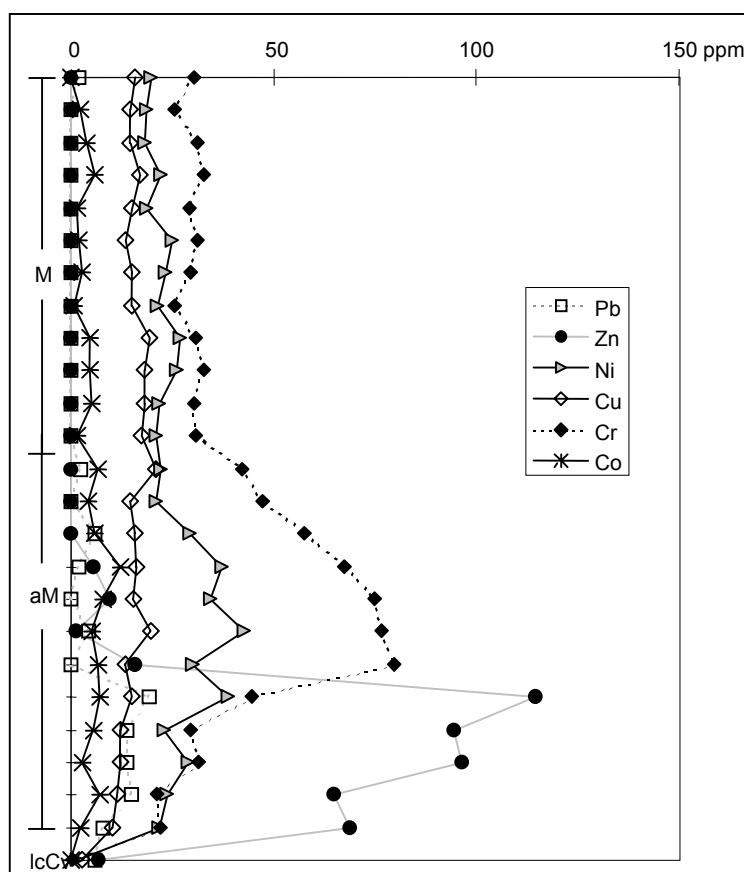
VA 1 markiert den Übergang vom Hangfuß zur Vilsaue im Einzugsgebiet A (vgl. Abb. 17). Im oberen Teil des Profils liegen bis 215 cm mächtige Kolluvien. Sie zeigen insgesamt sehr geringe Schwermetallgehalte (Abb. 105). Die liegenden Auenlehme sind durch einen Terminus ante quem mit Mindestalter Bronzezeit datiert. Insofern stellen sie einen Vergleich zu jüngeren, möglicherweise stärker belasteten Auenlehmen dar. Im



oberen Teil der Auenlehme von VA 1 fallen die erhöhten Chrom-Werte auf. Auch die Nickel-Werte legen im Vergleich zu den Kolluvien ein wenig zu, liegen aber, wie auch Chrom, im Rahmen der anderen Auensedimente. Durchschnittliche Werte für fluviatile Sedimente in Deutschland betragen für Nickel etwa 20 - 30 ppm, für Chrom etwa 60 ppm (BRÜCK 1995: 35). Somit kann nicht von auffällig erhöhten Werten im Sinne einer Belastung gesprochen werden. Ausgesprochen niedrig zeigen sich hier im Vergleich mit anderen Auenlehmen jedoch die Zink-Werte mit Gehalten um lediglich 10 ppm.

Eine deutliche Schichtgrenze zeichnet sich ab ca. 300 cm ab. Ein rapides Ansteigen der Zn- und Pb-Werte, setzt genauso ein, wie umgekehrt ein rasches Fallen der Chrom-Kurve. Vor allem Chrom und Blei können als Schichtzeiger fungieren, da sie so gut wie nicht verlagert werden (BRÜCK 1995; ALLOWAY, 1999; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 338). Sie markieren hier somit eine klare Schichtung.

Die ab ca. 410 cm Tiefe anstehende Dolomitasche zeigt die üblichen, unbelasteten Werte.



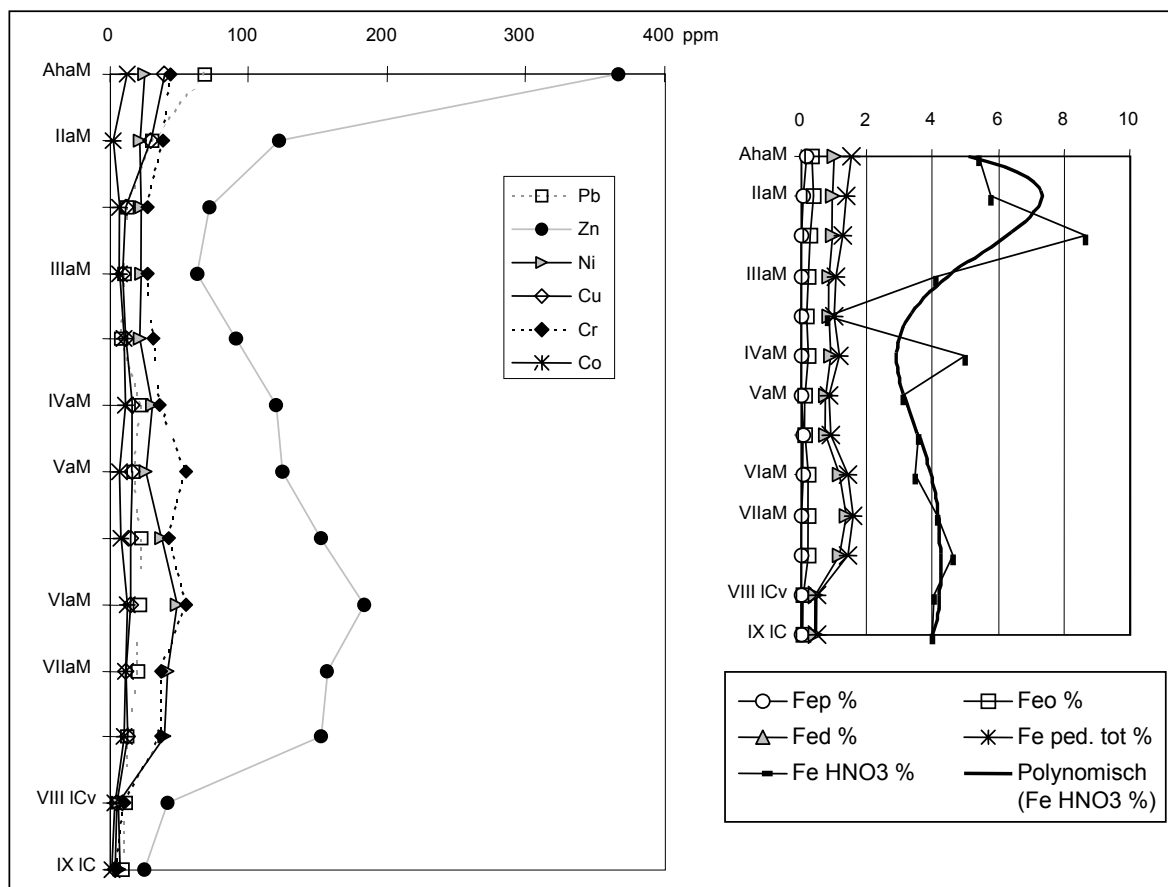
**Abbildung 105:** Schwermetall-Totalgehalte VA 1

Im Profil VA 1 zeichnet sich also eine deutliche Vier-Gliederung ab: Unauffällig oder kaum belastete Kolluvien; mit höheren Chrom- und Nickel-Werten sowie verschwindend geringen Zink-Werten belastete obere Auenlehme; an Zink und Blei-Gehalten stark zunehmende untere Auenlehme und schließlich Dolomitasche, mit äußerst geringen Werten an allen gemessenen Schwermetallen.

### • VA 8 (Einzugsgebiet A)

Profil VA 8 wird im oberen Teil lediglich aus Auenlehmen aufgebaut, im unteren Teil wurden Sande und Schotter erbohrt (Abb. 41).

Auffällig sind im oberen Abschnitt hohe Blei- sowie Zink-Werte, die im Ah-Horizont mit 366 ppm den Spitzenwert aller gemessenen Proben erreichen. In den Auenlehmen II aM und III aM gehen die Werte deutlich zurück. Die Werte der anderen Schwermetalle bleiben unauffällig. Die Zink-Werte legen jedoch, ähnlich VA 1, im unteren Bereich erneut stark zu und wachsen bis auf Werte von > 180 ppm an. Auch Nickel weist mit nahezu 50 ppm leicht erhöhte Werte auf. In den C-Horizonten gehen dann alle Werte stark zurück.



**Abbildung 106:** Schwermetall-Totalgehalte VA 8 (links)

**Abbildung 107:** Eisen-Fraktionen VA 8 (rechts)

Klammert man die Spitzenwerte des Ah-Horizontes aus, so kann eine Dreiteilung des Kerns, insbesondere anhand der Zink-Werte, die als Indikatoren der Eisen- und Stahlindustrie gelten können (BRÜCK 1995; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002) festgestellt werden. Für eine Interpretation, die die These der höheren Schwermetallbelastung der Auenlehme in mittelalterlicher Zeit stützen würde, müssten die unteren Auenlehme jedoch bereits mittelalterlicher Zeitstellung sein. Die hangenden wären somit als noch jünger einzuordnen und ältere Auenlehme als mittelalterliche wären somit

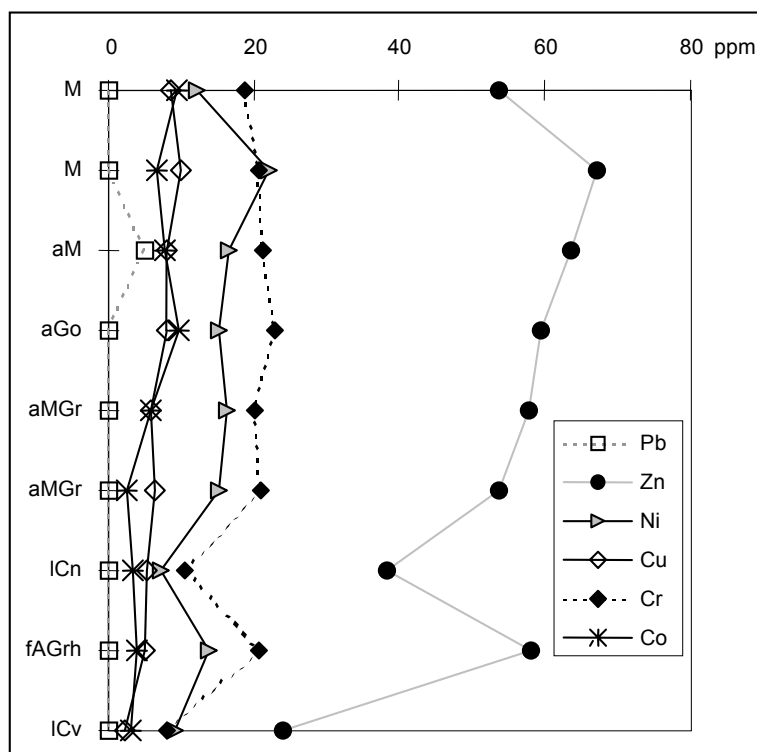
an dieser Stelle nicht vorhanden. Eine weitere Interpretation wäre eine Postulation von älteren Bergbau- und Verhüttungstätigkeiten als denen des Mittelalters. In verschiedenen Regionen, auch der südlichen Frankenalb, sind diese ja bereits latènezeitlich nachgewiesen (z.B. SCHWARZ et al. 1965/66). Allerdings wäre die Frage nach den mittellalterlichen Auenlehmen dann ungeklärt.

#### • VA 23 (Einzugsgebiet D)

Die Profile VA 23 bis VA 26 liegen in unmittelbarer Nähe des ehemaligen Hammerwerkes (heute ein Hotel) von Traidendorf (vgl. Abb. 67).

Das Kolluvialprofil VA 23 zeigt durchweg für alle untersuchten Schwermetalle geringe Werte. Zink ist mit ca. 60 ppm kaum auffällig (Abb. 108). Der durch Pollenanalyse ins Ende Subboreal / Anfang Subatlantikum eingeordnete fAh-Horizont, der zwischen einer römerzeitlichen Schotterlage und einer Dolomitsandlage liegt, zeigt einen geringen, kaum nennenswerten Ausschlag. Das Herstellen eines Zusammenhanges zwischen holozänen, hier römisch-kaiserzeitlichen Schotterumlagerungen und Bergbautätigkeiten (vgl. MÄCKEL 1998b) wird durch diesen Befund nicht gestützt.

Ansonsten kann von den Kolluvien bis über die Auenlehme keine Differenzierung beobachtet werden. Die übrigen untersuchten Schwermetalle bleiben mit Werten < 20 ppm ebenfalls kaum nennenswert. Die C-Horizonte zeichnen sich erneut durch geringere Schwermetall-gehalte ab.

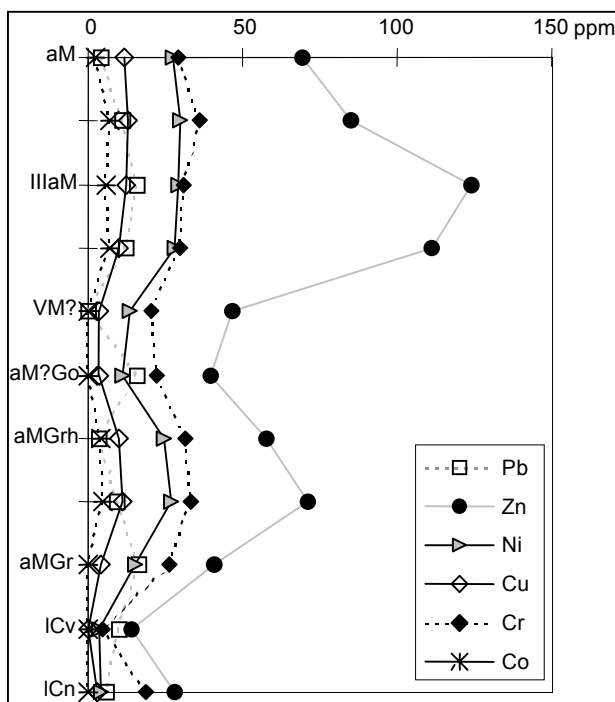


**Abbildung 108:** Schwermetall-Totalgehalte VA 23

### • VA 25 (Einzugsgebiet D)

VA 25 liegt auf einer kleinen Vilsinsel, die durch einen abgezweigten Kanal entstanden ist (vgl. Abb. 67).

Auch in diesem Profil sind außer den Zink-Werten alle anderen deutlich unterhalb 50 ppm und somit unauffällig (Abb. 109). Die Zink-Werte erreichen einen Peak in den oberen Auenlehmen (bei III aM) mit etwa 125 ppm. Nach einem Rückgang im mittleren Bereich erfolgt in den humoserer, unteren Horizonten erneut ein leichter Anstieg, den auch teilweise die anderen Schwermetalle nachzeichnen (Ni, Cr, Cu).



**Abbildung 109:** Schwermetall-Totalgehalte VA 25

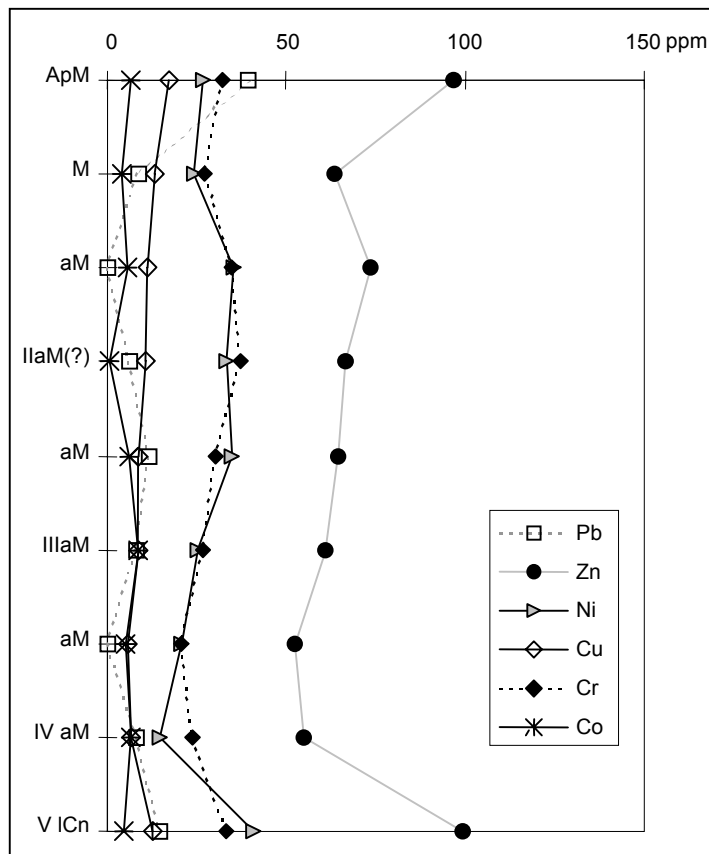
Im Profil VA 25 ist zwar eine Differenzierung der Schichten anhand der Schwermetallgehalte, insbesondere der Zink-Werte gegeben. Dennoch sind die Gehalte insgesamt zu gering, um eine anthropogen verursachte Belastung sicher nachweisen zu können.

### • VAT 54 (Einzugsgebiet E)

Im Bereich der Catena E, also an einem Vilsabschnitt in etwa der Mitte von Traidendorf und Kallmünz, liegt VAT 54 (vgl. Abb. 80).

Die Schwermetalluntersuchungen ergaben auch hier unauffällige Werte (Abb. 110). Die Zink-Gehalte liegen durchweg unterhalb 100 ppm. Auffällig sind Anstiege im obersten Horizont und insbesondere in den liegenden Schottern (ICn), wobei erster auch durch den Blei-Gehalt, letzterer durch den Gehalt an Nickel nachgezeichnet wird.

Die übrigen Kurven der Schwermetall-Gehalte zeigen ansonsten keine auffälligen Sprünge.

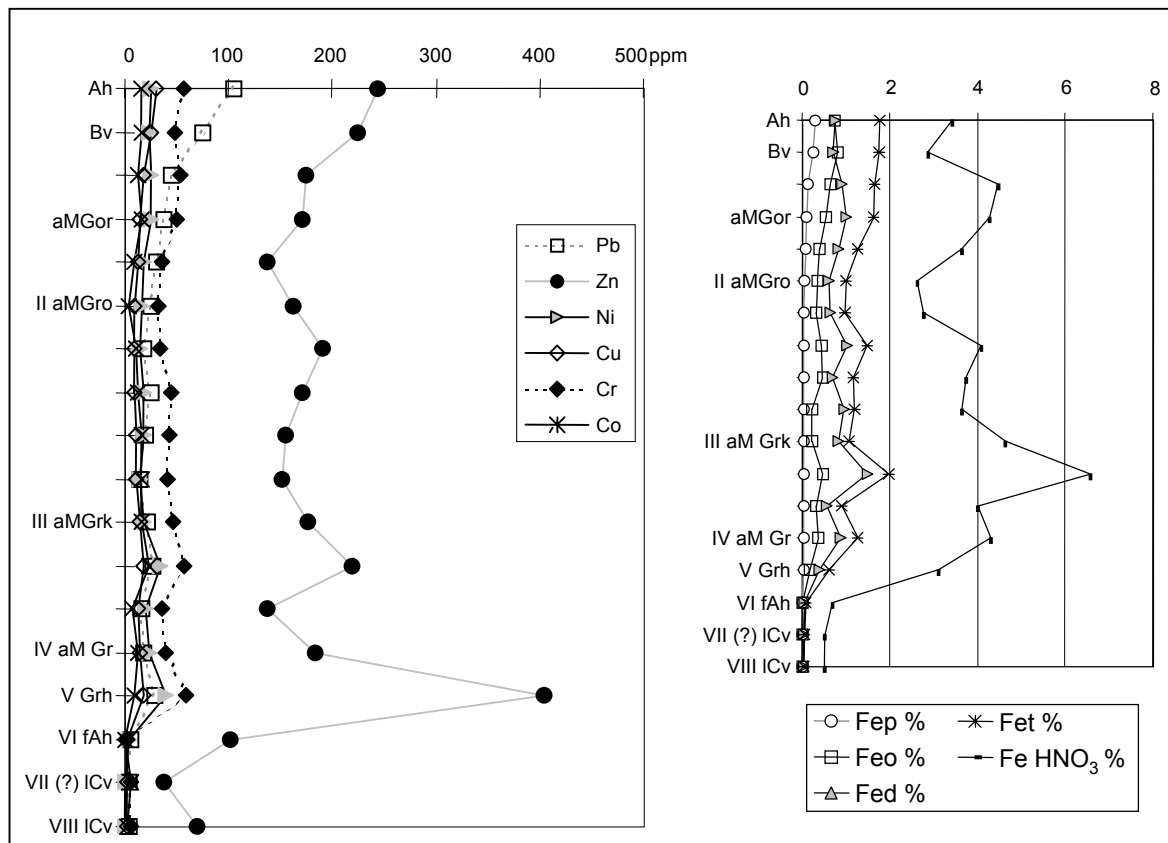


**Abbildung 110:** Schwermetall-Totalgehalte VAT 54

• **NA 2 (Einzugsgebiet C, vgl. Abb. 56)**

Die Bleigehalte zeigen an der Oberfläche leicht erhöhte Werte bis > 100 ppm (Abb. 111). Mit ca. 250 ppm zeigt auch Zink mäßig bis stärker erhöhte Werte in den oberen 50 cm. Im weiteren Tiefenverlauf sinken die Zinkgehalte auf etwas unter 200 ppm und erreichen mit > 400 ppm einen extremen Peak im humosen Bereich bei etwa 240 cm Tiefe. Die liegenden Schotter sind erneut unbelastet und zeigen an allen untersuchten Elementen minimale Gehalte.

Die Kurve der Eisen-Totalgehalte (vgl. Abb. 111) zeichnet die hohen Werte dieser humosen Abschnitte ebenfalls nach. Allerdings weisen bereits die konkretionierten aM\*Grk-Horizonte ab 180 cm Tiefe (Proben 11-13) die höchsten Werte auf. Die  $Fe_d$  und  $Fe_t$  Kurven laufen nahezu gleichsinnig. Sie zeichnen bei Probe 12 ebenfalls den Peak der Totalgehalte nach, während dieser bei  $Fe_o$  und  $Fe_p$  noch nicht bzw. nur gering in Erscheinung tritt. Eine Erhöhung der Gehalte in konkretionierten und humosen Horizonten wird damit belegt. Auch die Gehalte an pedogenem Al und Mn wurden in den verschiedenen Fraktionen gemessen. An ihnen kann die Vielschichtigkeit des Profils ebenfalls nachvollzogen werden. Sie werden im Anhang dokumentiert.



**Abbildung 111:** Schwermetall-Totalgehalte NA 2 (links)

**Abbildung 112:** Eisen-Fraktionen NA 2 (rechts)

Auch an den Eisengehalten kann also keine intensive Anreicherung in den oberen, jüngeren Sedimentschichten beobachtet werden. Die Werte liegen im Bereich um 4 % und legen eher im unteren Bereich zu. Auch von den Eisenfraktionen bleiben die liegenden Naab-Schotter unberührt.

Die durchweg mäßig bis zum Teil etwas stärker erhöhten Zink-Werte könnten Hinweise auf Spuren einer Eisen- und Stahlproduktion sein. Es muss aber auch auf den Flussspat-Bergbau hingewiesen werden, der naabaufwärts vor allem ab 1850 einsetzte und hier seine Spuren im Naabsedimenten hinterlassen haben könnte. Desweiteren berichtet RUPPERT (1987) über Kontaminationen durch Blei-Zink-Lagerstätten ab dem 14. Jh. in den Oberläufen der Naab.

Für die Erklärung der erhöhten Blei-Gehalte der oberen Profilabschnitte muss wahrscheinlich ein atmosphärischer Pfad in Betracht gezogen werden. CLEMENS & STAHR (1994) machen die zunehmende Motorisierung seit dem Beginn des 20. Jh. dafür verantwortlich und grenzen diese jüngsten, modernen Schichten von älteren anhand der erhöhten Bleigehalte ab. Auch in anderen Profilen im Gebiet um den Schloßberg ist in den obersten Horizonten eine Zunahme der Bleigehalte zu beobachten.

### 5.6.3.1 Zusammenfassung der Befunde in den Auensedimenten

In Lagerstättenarealen mit altem Bergbau und Erzverarbeitung sind seit Beginn der Ausbeute erhöhte Schwermetallkontaminationen in den Auensedimenten zu erwarten.

Die Oberpfalz, das Einzugsgebiet der Naab und Vils, war vor allem im Mittelalter ein bedeutendes Bergbau-Gebiet. RUPPERT (1987) konnte an mehreren Stellen erhöhte Schwermetallgehalte der Auensedimente feststellen und führt diese auf montanindustrielle Tätigkeiten zurück: In erster Linie werden Bergbautätigkeiten im Bereich der Eisenerzlagerstätten des Raumes Amberg und Sulzbach-Rosenberg genannt (vgl. Kapitel 5.6.1). So wird im Naabtal eine Blei-Zink Lagerstätte angeführt, die seit dem 14. Jh. erhöhte Schwermetallgehalte bei Erbdorf verursachte (Fichtelnaab). Auenlehme der Waldnaab im Bereich Neustadt an der Waldnaab sind durch Einleitungen aus Bleiglasfabriken mit Schwermetallen angereichert (RUPPERT 1987: 65). Dabei können auch in größeren Auenbodenfraktionen, die insbesondere durch Abspülen von Erzhalde in die Gewässer gelangten, erhebliche, meist äußerst variable Elementanreicherungen vorliegen (RUPPERT 1987: 68). Im Vilstal konnten ebenfalls sehr variable Anreicherungen an Schwermetallen belegt werden (RUPPERT & JONECK 1988).

Für den Raum Kallmünz belegen ehemalige Hammerwerke, historische Quellen sowie zahlreiche Schlackenfunde Erzbergbau und Verhüttung. Ein massiver Höhepunkt kann hier ebenfalls für das Mittelalter belegt werden (GÖTSCHMANN 1985).

Im Rahmen der eigenen Untersuchungen wurden an mehreren Standorten Auensedimente der Vils und Naab bei Kallmünz beprobt und deren Schwermetallgehalte laboranalytisch ermittelt.

In nahezu allen Profilen ist eine Differenzierung der Schichten anhand der Schwermetallgehalte gegeben, insbesondere der Zink-, aber auch der Blei- und Chrom-Werte.

Die Schotter und Dolomitaschen zeichnen sich durch äußerst geringe Gehalte an allen untersuchten Schwermetallen aus. Erhöhte Schwermetallgehalte weisen häufig reduzierte, konkretionierte und Horizonte mit erhöhten Ton- und Humusgehalten auf (z. B. VA 25, VA 23, NA 2). Die Schwermetallgehalte der Auenlehme bewegen sich in aller Regel im Rahmen der durchschnittlichen Gehalte fluvialer Sedimente in Deutschland. Grenzwerte der Klärschlammverordnung werden bei weitem nicht erreicht (vgl. Tab. 20). Lediglich die Auenlehme in Profil NA 2 weisen durchweg Zink-Gehalte um 200 ppm auf. Angesichts des montanhistorischen Hintergrundes muss aber insgesamt von geringen Gehalten gesprochen werden, denn in belasteten Auen sind z. B. Zink- Werte von 600 - 800 ppm bis mehreren Tausend ppm zu erwarten (BRÜCK 1995; DOBLER 1999).

**Tabelle 20:** Gehalte der Naabsedimente und Durchschnitt fluviatiler Sedimente in Deutschland; <sup>(1)</sup> nach RUPPERT & JONECK 1988; <sup>(2)</sup> & <sup>(3)</sup> nach BRÜCK 1995 (O = Oberboden; U = Unterboden)

		Cr	Ni	Cu	Zn	Pb
Naab,	O	19	12	14	94	37
Unterlauf <sup>(1)</sup>	U	21	15	17	99	27
Klärschlammverordnung 1991, bei pH >6 <sup>(2)</sup>		100	50	60	200	100
fluviale Sedimente Dtschl. (Ø) <sup>(3)</sup>		60	20-30	20-90	90-100	2-60

Resümierend kann festgestellt werden, dass ein klarer Nachweis anthropogener Schwermetallanreicherungen in den Auenlehmen nicht vorliegt. Auch Auenlehme mittelalterlicher Zeitstellung, in denen in Zusammenhang mit Bergbau und Verhüttungstätigkeiten deutlich erhöhte Schwermetallgehalte erwartet wurden, konnten nicht ausdifferenziert werden. Zum Teil können an verschiedenen Stellen zwar erhöhte Werte, vor allem an Zink, beobachtet werden. Auch Schichtgrenzen werden in der Regel durch die Kurven der Schwermetallgehalte nachgezeichnet. In aller Regel sind die Auensedimente im Gebiet von Kallmünz jedoch nicht überdurchschnittlich belastet.

Zurückgeführt wird dies auf möglicherweise doch geringere montanhistorische Aktivitäten im Kallmünzer Raum als sie aus den historischen Quellen und Geländebefunden angenommen wurden. Darüberhinaus sind Verdünnungseffekte von großer Bedeutung (vgl. DOBLER 1999). Durch die verdünnende Wirkung der schwermetallarmen Schluff-, Sand- und Kiesfraktion in Zusammenhang mit hohen Karbonatanteilen werden die Gehalte der Ablagerungen stark verdünnt, da Schwermetalle vor allem in der Tonfraktion gebunden sind (vgl. RUPPERT 1987: 68).

Aufgrund dieser Befunde schätzt der Verfasser weitergehende Schwermetalluntersuchungen der Naab- und Vilsedimente im Gebiet um Kallmünz als nicht ergiebig ein.

#### 5.6.4 Zusammenfassung der Schwermetalluntersuchungen im Raum Kallmünz

Im Einzugsgebiet von Vils und Naab waren besonders im Mittelalter bedeutende montanindustrielle Tätigkeiten im Gange. Die Region um Kallmünz selbst kann zwar nicht als typische Bergbauregion angesehen werden, dennoch berichten vielfach historische Quellen von Erzgruben und insbesondere mittelalterlicher Bergbautätigkeit auch in unmittelbarer Nähe. Darüberhinaus konnten in Form von zahlreichen Schlackestücken sowohl auf dem Schloßbergplateau als auch in den Auensedimenten weitere Hinweise auf die montangeschichtliche Vergangenheit gefunden werden. Auch die ehemaligen Hammerwerke von Kallmünz und Traidendorf zeugen davon (vgl. Kapitel 5.6.1 & 5.6.1.1).

Diese Bergbautätigkeiten bedeuten enorme Eingriffe in den Landschaftshaushalt und Veränderungen der „natürlichen“ Umwelt. Die historischen Methoden der Erzaufbereitung und -verarbeitung führten durch die mit Schwermetallen belasteten Waschabgänge dabei



oftmals zu einer erheblichen Verschmutzung von kolluvialen und insbesondere fluviatilen Sedimenten. Die Schwermetallgehalte in diesen Sedimenten können eine stratigrafische Gliederung, relative Datierung und Abschätzung von anthropogener Einflußnahme auf die Umwelt ermöglichen. Ihnen kommt damit eine wichtige Bedeutung als Indikator der Landschaftsgeschichte zu. Darüberhinaus setzten die historischen Bergbautätigkeiten durch einen gewaltigen Verbrauch an Holzkohle eine Reihe negativer, ökosystemarer Veränderungen in Form einer drastischen Vernichtung bzw. Veränderung der Wälder in Gang. Bei dem ungeheuren Bedarf der Region an Holzkohle kann als sicher gelten, dass man in der Regel Kahlschläge führte, was wiederum bedeutende Auswirkungen, auch auf die Böden nach sich zieht (vgl. Kapitel 5.6.1).

Die Ergebnisse der Schwermetalluntersuchungen der Böden und Sedimente des Schloßberg-Plateaus sowie der Flussauen von Naab und Vils werden bereits detailliert in den Kapiteln 5.6.2.1 und 5.6.3.1 zusammengefasst und diskutiert.

Resümierend können für die Profile auf dem Plateau außer in den Hortisolen keine eindeutigen Hinweise auf anthropogene Anreicherungen belegt werden. Die Werte von Dolomiten und Dolomitaschen sowie die der BvT-Horizonte sind vergleichbar mit den natürlichen Grundgehalten. Auch die Kolluvien sind diesbezüglich unauffällig. Die humosen Hortisole zeigen leichte Anreicherungen, die mit bodenverbessernden Maßnahmen, wie jahrhundertelange Zufuhr und Aufbringung von Siedlungsabfällen und Müllkompost in Verbindung zu bringen sind.

Die vor allem bei mittelalterlichen Auensedimenten der Vils und Naab erwarteten erhöhten Schwermetall-Werte konnten bislang nicht bestätigt werden. Offensichtlich fanden im Raum um Kallmünz Bergbautätigkeiten in wesentlich geringerem Maße statt als angenommen. Die intensiven, jahrhundertelangen Bergbautätigkeiten im Einzugsgebiet der Naab und Vils, dem „Ruhrgebiet des Mittelalters“ (siehe oben), sind vermutlich durch „Verdünnungseffekte“ (RUPPERT 1987; DOBLER 1999) nicht bis in die Auensedimente des Kallmünzer Raums nachzuweisen.

## 5.7 Ergebnisse der paläobotanischen Untersuchungen

Die Paläobotanik und insbesondere die Pollenanalyse können als Hauptwerkzeuge der Paläoökosystemforschung bezeichnet werden (MOORE et al. 1991; JACOMET & KREUZ 1999; s. Kapitel 4.4). Am Schloßberg wurden in Zusammenarbeit mit Dipl. Biol. O. Nelle (Institut für Botanik, Universität Regensburg) paläobotanische Untersuchungen in einer methodischen Kombination von Holzkohle- und Pollenanalyse durchgeführt. Aufgrund der Lage des Schloßbergs in einem Karstgebiet wurde diese methodische Verknüpfung notwendig, denn Karstgebiete bieten nur suboptimale Voraussetzungen für paläobotanische Untersuchungen: Moore sind selten oder nicht vorhanden, vermoorte Tallagen und Feuchtwiesen eignen sich nur eingeschränkt für eine pollenanalytische Datenerhebung. Hülsen stellen mitunter Archive dar (vgl. Kapitel 2.1), konnten aber am Schloßberg nicht gefunden werden. Holzkohlen hingegen liefern auch bei fehlenden Feuchterhaltungsbedingungen Informationen zur vergangenen Vegetation. In diesem Sinne wurden auch holzkohlehaltige Kolluvien als botanische Archive herangezogen.

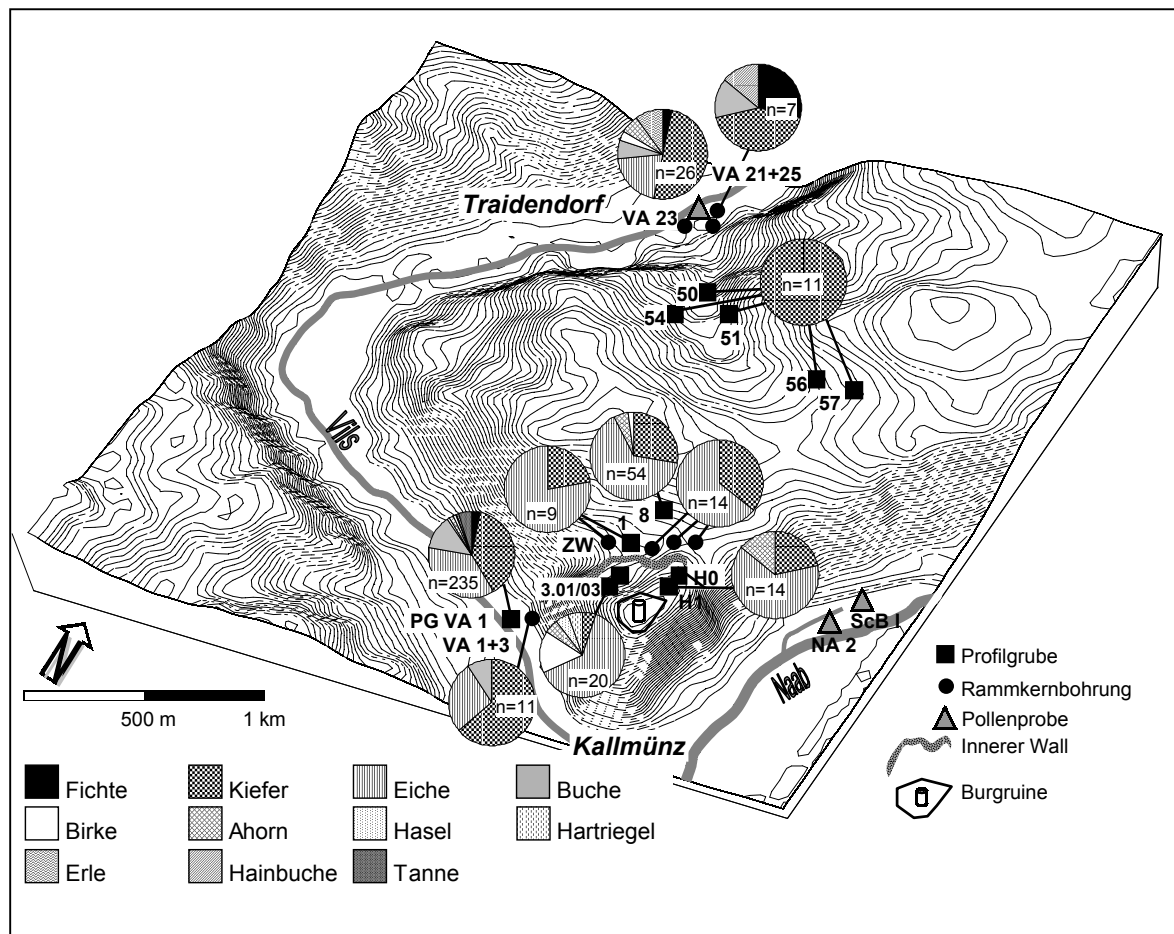
Die Holzkohlen wurden aus den Kolluvien (Rammkernbohrungen und Profilgruben) gewonnen. Anhand der Stratigrafie sowie zahlreicher  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (vgl. Kapitel 5.2 & 5.3) konnten alle auftretenden Kolluvien hinreichend genau datiert werden und stellen so die Basis für die anthrakologischen Untersuchungen dar. Eine Vermoorung in der Verlängerung eines Seitenarmes der Naab wurde als geeignete Stelle für eine Bohrkernentnahme zur Pollenanalyse herangezogen. Weitere Pollen-Einzelproben wurden aus VA 23 und NA 2 gewonnen. Die Lage der Entnahmestellen von Holzkohlen und Pollenproben sind in Abbildung 113 dargestellt.

Die folgenden Ausführungen stellen eine Zusammenfassung der erzielten Ergebnisse dar. Für ausführlichere Informationen sei auf NELLE (2002) sowie NELLE & SCHMIDGALL (2003) verwiesen.

### 5.7.1 Ein räumliches Muster

Neben Nachweisen über ursprüngliches Vorkommen von Baumarten (vgl. NELLE & SCHMIDGALL 2003) ist anhand der Gesamtschau der Holzkohleergebnisse (alle Holzkohlen je Fundort, ohne zeitliche Differenzierung) folgendes Muster erkennbar (Abb. 113):

1. Proben aus dem Auenbereich weisen neben den insgesamt dominierenden *Quercus*- und *Pinus*-Kohlenfragmenten auch *Fagus*, *Abies*, *Picea* und ein Stück *Carpinus* auf, während an und auf dem Berg keine dieser Gehölzarten auftrat.
2. Im Bereich der nach Traidendorf abfallenden Fläche konnte ausschließlich *Pinus* festgestellt werden.
3. Im südlichen Sporn-Bereich findet sich ein von Eiche dominiertes Spektrum mit einem deutlichen Kiefernanteil. Im Gesamtmaterial von 120 Stücken (davon 5 neolithisch, 9 bronzezeitlich, 23 hallstattzeitlich, 2 latènezeitlich, 20 römerzeitlich) fand sich kein Buchen-Fragment.



**Abbildung 113:** Lage der Probestellen für Pollen- und Holzkohleanalyse und Ergebnisse der Holzkohleanalyse; z.T. wurden Ergebnisse einzelner Probestellen in einem Diagramm zusammengefasst.

Die Wuchsorte der Buche beschränkten sich demnach auf die Unterhänge bzw. mittlere Hanglagen der Vils (für die Naab können bislang keine Aussagen getroffen werden). Doch auch dort ist sie im Mittelalter nur selten feststellbar, während sie in der Bronzezeit reichlicher vertreten war (Diagr. PG VA 1, Abb. 114).

PG 8 und PG VA 1 liegen in einer Catena. Nahe der Kuppe in PG 8 fand sich die Buche nicht, während sie im Schwemmfächer-Kolluvium in den älteren Schichten vorhanden ist. Stand die Buche in dem etwas feuchteren Mittelhangbereich, wohingegen die Plateaubereiche zu trocken waren? Oder war sie auf der Kuppe bereits durch die Landnutzung zurückgedrängt worden? Diese Fragen müssen letztlich noch offen bleiben, solange nur wenige Daten aus der Zeit vor der Landnutzungsintensivierung vorliegen.

### 5.7.2 Der Wandel der Landschaft

Im Folgenden soll nun versucht werden, aus den vorliegenden palynologischen und anthrakologischen Daten ein erstes Bild der Vegetation und deren Veränderung für die Umgebung des Schloßberges zu zeichnen, auch wenn dies noch lückenhaft bleiben muss.

Das Folgende kann auch als Hypothese gelten, die durch weitere Untersuchungen und mit breiterer Datenbasis zu prüfen ist. Die ungefähre zeitliche Einordnung der nicht absolut datierten Pollenproben erfolgt im Vergleich mit dem (biostratigraphisch datierten) Pollendiagramm aus dem Ottmaringer Tal bei Beilngries an der Altmühl (KNIPPING 2000), das einzige vorliegende, naturräumlich vergleichbare Profil aus der südlichen Frankenalb.

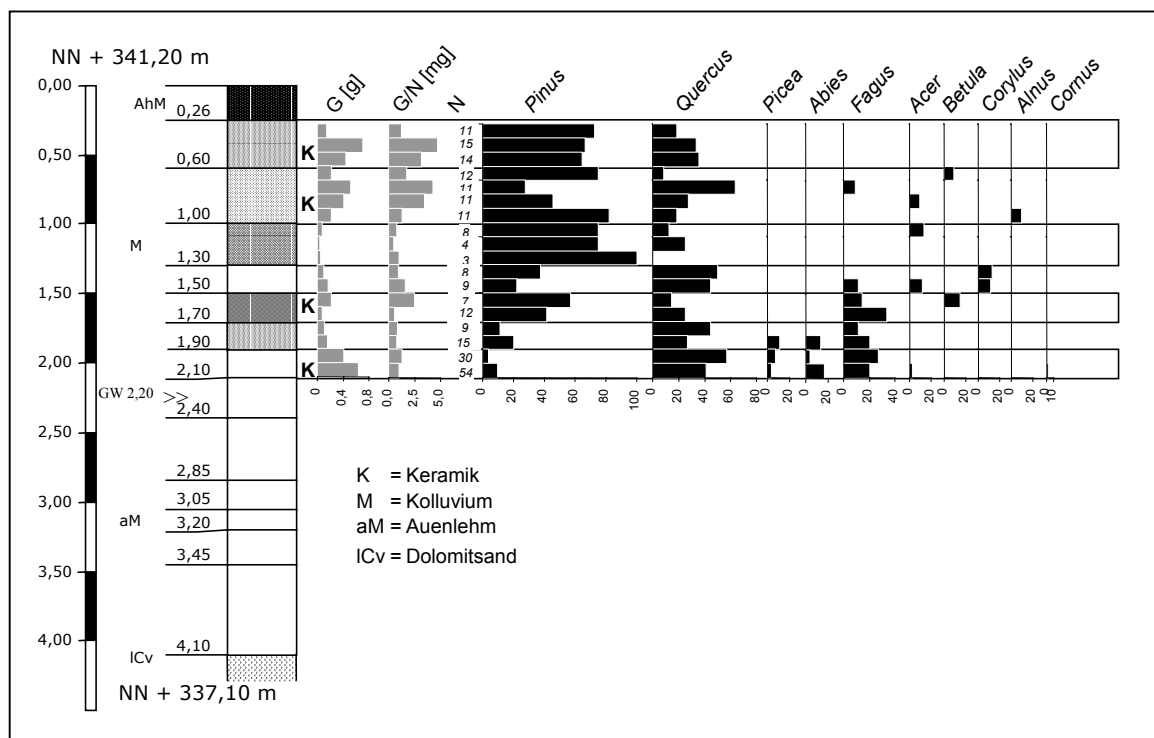
#### 5.7.2.1 Atlantikum/Subboreal (Neolithikum/Bronzezeit).

NA 2-232 (vgl. Abb. 115 c) scheint die älteste der Pollenproben zu sein. Das Fehlen von *Carpinus*, aber bereits geringste Werte von *Abies* und *Fagus* datieren das Sediment ungefähr in das Atlantikum/Subboreal. Das Spektrum ähnelt dem in den Übergang Atlantikum/Subboreal datierten Diagrammabschnitt des Profils aus dem Ottmaringer Tal. Allerdings fällt der sehr geringe Anteil der Eichen-Pollenkörner auf. Es gibt noch keine Hinweise auf Ackerbau (keine Getreidepollenkörner). Der geringe Nichtbaumpollenanteil deutet auf eine bewaldete Aue hin. Eine walddreiche direkte Auenumgebung kann aber dafür sorgen, dass der Nichtbaumpollenanteil einer an Hängen bzw. Kuppen offenen Landschaft abgeschirmt und im Spektrum herabgesetzt wird. Detaillierte Aussagen zur Situation auf den Hängen und Kuppen lassen sich anhand des Pollenspektrums in NA 2 somit nicht treffen. Dennoch erscheint unwahrscheinlich, dass es dort bereits zu einer großflächigen Auflichtung gekommen war. Dies hätte sich zumindest ansatzweise im Spektrum niederschlagen müssen.

#### 5.7.2.2 Subboreal/Subatlantikum (Bronzezeit/Eisenzeit).

Das nachgewiesene *Carpinus*-Pollenkorn der Probe VA 23-255 (vgl. Abb. 115 b) liefert einen zeitlichen Hinweis. Die Hainbuche tritt im Ottmaringer Tal erstmals im Atlantikum und dann mit geschlossener Kurve im Subatlantikum auf. Im Bayerischen und im Oberpfälzer Wald wandert die Hainbuche erst ab ca. 4000 BP ein (STALLING 1987). Auch Buche und Tanne scheinen sich bereits etabliert zu haben, wie die deutlichen Werte zeigen. Diese Bäume kamen im Ottmaringer Tal wohl erst im Subboreal häufiger vor. Ein Datum ante quem liefert die <sup>14</sup>C-Datierung aus 215 cm Tiefe aus dem Rammbohrkern von VA 23. Diese Schicht datiert in die römische Kaiserzeit. Somit entstand die beprobte Sedimentschicht vermutlich irgendwann im ausgehenden Subboreal/beginnenden Subatlantikum. Im Auenbereich sind noch ausgedehnte Erlenbestände vorhanden, allerdings deuten Einzelfunde von *Cerealia* und *Plantago lanceolata* auf die Anwesenheit des Menschen hin.

Die Ergebnisse der Holzkohleanalysen von PG VA 1 erlauben es, ein Diagramm ähnlich eines Pollendiagramms zu erstellen (vgl. Abb. 114). Das Holzkohlespektrum der untersten Kolluvienschicht aus PG VA 1 datiert in die Bronzezeit. Holzkohlen der Fichte, Tanne und Buche zeigen deren Vorkommen in der Umgebung an. Möglicherweise standen sie am Unterhang (Fichte bzw. Tanne) oder am Mittelhang, nicht aber oben auf der Kuppe, da die dortigen bronzezeitlichen Kolluvien nur Eiche und Kiefer enthalten (PG 8).



**Abbildung 114:** PG VA 1: Stratigrafie und Holzkohleanteile je 10 cm Kolluvienschicht (vgl. Abb. 37 & 38)

Die Ergebnisse der Vilsaue lassen sich nicht ohne weiteres auf die Naabaue übertragen, da diese durch ihre größere Ausdehnung möglicherweise schon früher intensiver genutzt wurde. Somit bleibt die Situation in der Naabaue unklar.

In der Bronzezeit finden demnach erste intensivere Eingriffe in die Naturlandschaft statt. Es kommt zu einer Auflichtung der Wälder. In der Folge des nun ausgeprägteren menschlichen Wirtschaftens (u.a. Getreideanbau) kommt es zu Brandereignissen und Kolluvienbildung. Eine Entwaldung durch Abholzung oder Brennen und anschließende Beweidung leitet möglicherweise eine Devastierung der Flächen ein. Die Zerstörung der Bodendecke erfolgt in Karstgebieten besonders schnell (vgl. LOŽEK 1986).

### 5.7.2.3 Hallstatt- und Latène-Zeit

Daten aus der Eisenzeit (Hallstatt-Zeit und Latène-Zeit) sind dürftig. Die wenigen Holzkohlen aus hallstattzeitlichen (ca. 700 - 500 BC) Kolluvienschichten (PG 8) erlauben es nicht, Aussagen zu dieser Zeit zu treffen. Aus der Latènezeit (ca. 500 - 100 BC) liegen nur aus PG 303 Daten vor.

#### 5.7.2.4 Mittel- bis Spätes Subatlantikum (Römische Kaiserzeit/Mittelalter)

Die Basis des Kerns (ScB 198) datiert in spätrömische Zeit bzw. das Frühmittelalter, Probe 112 in das Hochmittelalter (vgl. Abb. 115 a). Der Kern stammt somit aus einem Sediment, das ca. um die Zeitenwende in einem verlandenden Altarm der Naab aufwuchs. Organische Lagen mit Cyperaceen-Torf werden immer wieder von mineralischen Lagen unterbrochen, die mit Überflutungsereignissen zu erklären sind. Auch heute sind die Wiesen regelmäßig bei Winter- bzw. Frühjahrshochwässern überschwemmt. Somit kann ein Polleneintrag über das Wasser nicht ausgeschlossen werden.

Pollenkörner der Tanne sind durchgehend präsent. Diese kam also in den letzten 2000 Jahren durchgängig im Gebiet vor. Auffallend sind die geringen *Quercus*-Werte. Möglicherweise wurde der Baum bereits zum Zeitpunkt des Sedimentwachstums so stark genutzt, dass er selten zum Blühen kam. Auch muss man bedenken, dass die Pollenkörner von *Quercus* bei suboptimalen Erhaltungsbedingungen, wie sie hier vorliegen, leichter zersetzt werden. Auch KNIPPING (2000) stellte im naturräumlich vergleichbaren Ottmaringer Tal geringe *Quercus*-Werte im Hochmittelalter bzw. in der frühen Neuzeit fest. In den römisch und mittelalterlich datierten Holzkohlen ist die Eiche dagegen neben der Kiefer stark vertreten. Insbesondere im engeren Bereich um den Schloßberg-Sporn am und innerhalb des Walls übertrifft sie deutlich die Kiefer. Somit muss man trotz geringer Pollenwerte von einer Präsenz des Baumes am Berg ausgehen. Möglicherweise wurden die Bäume schon als Brennholz geschlagen (Niederwaldwirtschaft?), bevor sie zum Blühen kamen.

Die Fichte erreicht bereits zur römischen Zeit hohe Werte. Durch die intensive Siedlungstätigkeit scheint sie gegenüber anderen Baumarten gefördert zu werden. Das trifft auf jeden Fall auch für die Kiefer zu. Aufgelassene Flächen werden von ihr schnell besiedelt, sie ist spätestens seit der römischen Zeit ein allgegenwärtiger Baum in der Gegend.

Es lässt sich somit feststellen, dass zu römischer Zeit die Landschaft stark aufgelichtet ist. Erosionsereignisse führen zur Bildung von Kolluvien. Im Naabtal fand Getreideanbau statt.

#### 5.7.2.5 Mittelalter

Im Mittelalter wurde im Bereich des Naabtales Getreide angebaut. Dies belegen die hohen Cerealia-Pollenwerte im Naabtalprofil (vgl. Abb. 115 a). Neben anderen, nicht weiter differenzierten Getreidearten, handelt es sich dabei um den im Mittelalter verstärkt kultivierten Roggen (*Secale cereale*).

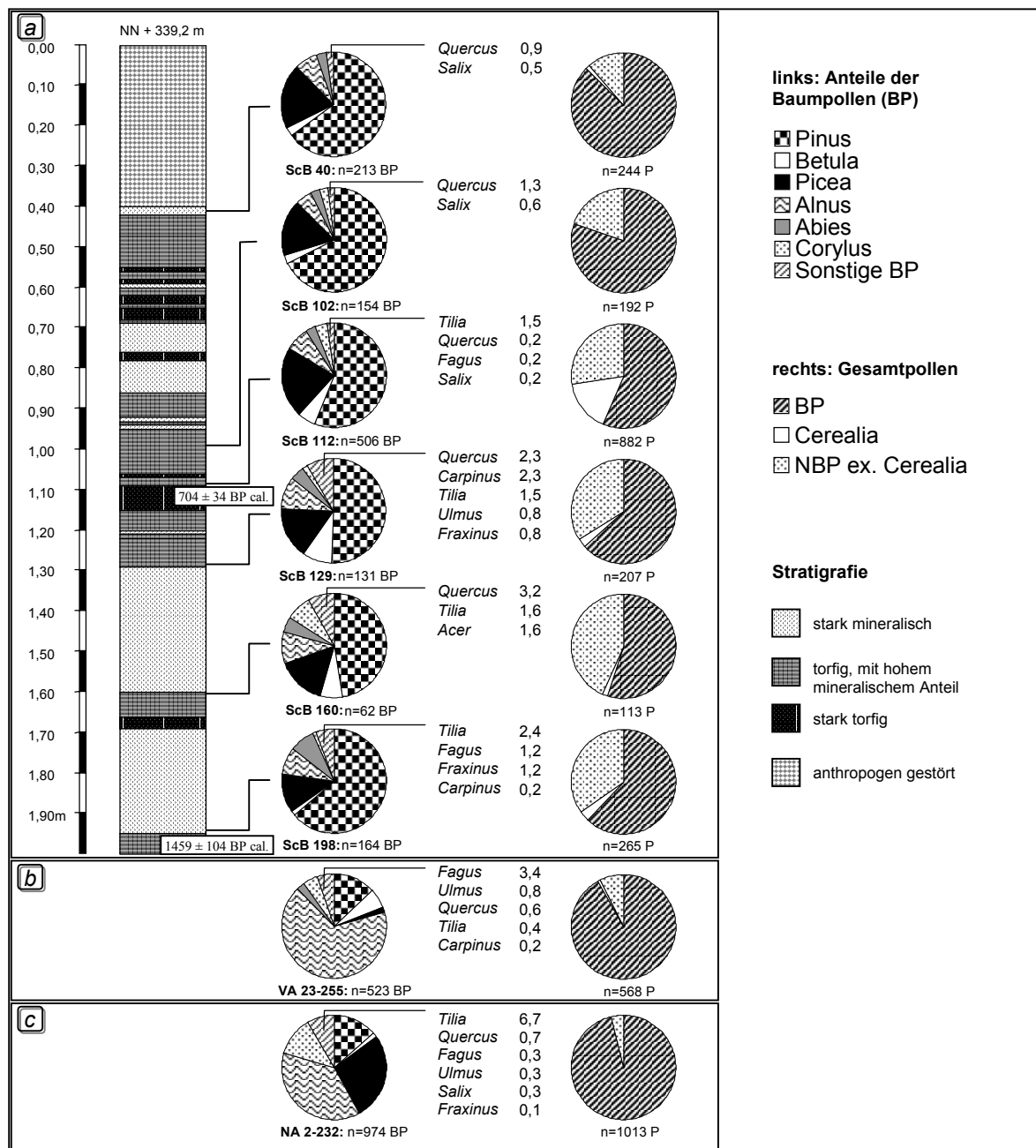
Die Landschaft ist im Mittelalter weitgehend aufgelichtet, der menschliche Eingriff intensiv. Anthropogene Brände hinterlassen Holzkohlen in den Kolluvien. Die hohen Holzkohleflitterwerte deuten auf zahlreiche Brandereignisse in der Umgebung.

#### 5.7.2.6 Neuzeit

In der Neuzeit wurde die Umgebung des Schloßberges intensiv beweidet. Ein Stich von 1790 zeigt einen waldfreien Naabtaler Hang (SENDTKO 1993). Die Beweidung hat möglicherweise zu dieser Zeit einen Höhepunkt erreicht, und es bildeten sich die heutigen

Kalkmagerrasen heraus. Möglicherweise setzte die Entwicklung der Kalkmagerrasen aber bereits in der Bronzezeit ein.

Bei Nutzungsaufgabe von Kalkmagerrasen kommt es zu einer Verbuschung und Wiederbewaldung, insbesondere durch windausbreitende Baumarten wie Kiefer, Birke und



**Abbildung 115:** Ergebnisse der Pollenanalysen vom Schloßberg Kallmünz und Umfeld

- a) ScB: Bohrkern Naabaue mit Stratigrafie  
 b) VA 23: Rammkernbohrung Vilsaue  
 c) NA 2: Rammkernbohrung Naabaue  
 (zur Lage der Probestellen s. Abb. 113)

Espe (*Populus tremula*). Der hohe Kiefernanteil könnte auf eine indirekte Förderung der Pionierbaumart durch Nutzung und anschließende Aufgabe der Flächen und Wiederbewaldung, vor erneuter Nutzung, deuten. Unerklärt bleibt aber der geringe Anteil der Birke im Fundgut.

### 5.7.3 Fazit der paläobotanischen Untersuchungen

Die paläobotanischen Ergebnisse lassen sich mit den Befunden aus bodenkundlich-sedimentologischen Untersuchungen gut in Übereinstimmung bringen. Dies kann für die intensive anthropogene Einflussnahme während der Bronzezeit gelten. Hallstattzeitliche und latènezeitliche Belege sind hingegen kaum überliefert. Konform kann auch die massive Einflussnahme zu römischer Zeit sowie zu allen Phasen des Mittelalters und der Neuzeit in bodenkundlichen und paläobotanischen Archiven belegt werden.

Lediglich im Neolithikum kann durch Böden und Kolluvien lokaler Ackerbau im Bereich des Schloßberg-Plateaus belegt werden (vgl. Kapitel 5.3.1), während die geringen Nichtbaumpollenanteile (z. B. NA 2) auf eine bewaldete Aue hindeuten und ackerbauliche Landnutzung nicht nachzuweisen ist. Als Erklärung hierfür muss angenommen werden, dass eine walddreiche direkte Aenumgebung dafür sorgen kann, dass der Nichtbaumpollenanteil einer an Hängen bzw. Kuppen offenen Landschaft abgeschirmt und im Spektrum herabgesetzt wird.

Resümierend erlaubt es die Kombination von Holzkohleanalyse und Pollenanalyse, Aussagen feinmaßstäblich und mit einem räumlichen Bezug zu treffen, die mit der Pollenanalyse allein nicht möglich wären. Dies gilt insbesondere in einer an vermoorten Standorten armen Landschaft wie der südöstlichen Frankenalb und der Umgebung des Schloßbergs bei Kallmünz. In Verknüpfung mit bodenkundlich-sedimentologischen Untersuchungen kann darüberhinaus ein raum-zeitlich hochauflösendes Bild des anthropogen induzierten Landschaftswandels am Schloßberg Kallmünz gezeichnet werden. Für eine zusammenfassende Darstellung sei auf Kapitel 7.2 verwiesen.



## 6 Ausblick

Anhand der detaillierten raum-zeitlichen Rekonstruktion des anthropogen induzierten Landschaftswandels kann die geowissenschaftlich-paläoökologische Forschung den archäologischen Untersuchungen wichtige Informationen an die Hand geben. Für den Schloßberg von Kallmünz konnte der Beginn und der Schwerpunkt der ackerbaulichen Landnutzung anhand der geowissenschaftlichen Erkenntnisse weiter in die Vorgeschichte zurückverlegt werden als bisher angenommen. So ist bereits im Neolithikum Ackerbau nachzuweisen und der Schwerpunkt kann für die Vorgeschichte in der frühen und mittleren Bronzezeit belegt werden.

Wie ein damit zusammenhängender Höhepunkt der Besiedlung eingeschätzt werden kann, ist zunächst abzuwarten, da ein großflächiger Nachweis von Kolluvien der angenommenen Hauptbesiedlungsphasen Urnenfelder- und Latènezeit nicht vorliegt. Möglicherweise kann dies mit hohen Austrägen zu dieser Zeit erklärt werden. Weitere Möglichkeiten wären ein Rückgang der ackerbaulichen Nutzfläche zur Urnenfelderzeit, oder aber eine Ausräumung älterer Kolluvien vom Schloßbergbereich durch jüngere, beispielsweise mittelalterliche Bodenerosion. Aber auch innerhalb des großen, als Sedimentfalle fungierenden Ringwalles waren bislang keine Kolluvien „mittleren“ Alters (Bronzezeit bis Frühmittelalter) zu finden. Bei einer seitens der vorgeschichtlichen Forschung angenommenen ersten Wallbefestigung in der Urnenfelderzeit (STROH 1975; HARNEST & SCHAUER 2002) muss eine Deutung nach bisherigem Stand offen bleiben. Auch die Umstände einer Siedlung sind bislang nicht hinreichend geklärt und eindeutige Siedlungsnachweise stehen noch aus. Diese Sachverhalte werden in künftigen Flächengrabungen unter interdisziplinärer Methodik weiter zu klären sein. Sicherlich ist dabei auch das Umland dieser prähistorischen Siedlungen stärker ins Blickfeld zu nehmen und ihr Beziehungsgefüge zu diesen intensiver zu beleuchten (vgl. KOSSACK 1995a; SCHAUER 1995).

Der zukünftigen geoarchivalisch-paläoökologischen Forschung wird es sicher vorbehalten sein, Forschungslücken zu schließen, indem das Methodenspektrum weiter ausgebaut und eine Verknüpfung mit anderen hochauflösenden Geoarchiven angestrebt und verfeinert wird. Dabei gilt es insbesondere Auenlehme, Kolluvien und Torfkörper als interdisziplinäre terrestrische Forschungsobjekte im Hinblick auf den „human impact“ zusammenzuführen.

Die Höhensiedlungsforschung sollte eine Ausweitung auf andere Objekte unter Beteiligung geowissenschaftlicher und paläoökologischer Disziplinen im interdisziplinären Ansatz anstreben. Ein Vergleich der Ergebnisse am Schloßberg mit den Befunden an anderen Höhensiedlungen könnte in Zukunft weitere Fragen der Höhensiedlungsforschung klären.

Darüberhinaus hat die Arbeit aufgezeigt, dass in Karstgebieten in Hinsicht auf verschiedene Aspekte geowissenschaftlich-bodenkundlicher Forschung eine bislang nur sehr lückenhafte Forschungsbasis besteht.

So hat sich als Problematik ergeben, dass die bodenkundlichen Verhältnisse des oberflächennahen Untergrundes in Karstgebieten, insbesondere auch im Hinblick auf die

Ausprägung und pedogenetische Bedeutung periglazialer Deckschichten, nicht wirklich geklärt sind. Hier muss in Zukunft sicherlich nachgearbeitet werden.

Während Lössgebiete die klassischen Untersuchungsgebiete zum Themenkreis Bodenerosion darstellen, sind Bodenerosionsforschungen mit besonderer Berücksichtigung der kavernen Eigenschaften von Karstgebieten bisher nur selten unternommen worden. Insbesondere Untersuchungen zum „inneren“ Abtrag sowie zu Faktorenkonstellationen, die zu Bodenerosion durch oberflächlichen Abfluss führen, erscheinen dem Verfasser sinnvoll. Sie könnten vor dem Hintergrund der karsthydrologischen Eigenschaften ein besseres Verständnis bezüglich der Wirkungsgefüge und gegebenenfalls Quantifizierungen der jeweiligen Prozesse ermöglichen.

Dieser Aspekt könnte auch im Hinblick auf geoarchivalische Forschung sinnvoll sein, denn die karstiven Hohlräume können hervorragende (Geo-) Archive bereitstellen. Die Chancen, die sich der landschaftsgeschichtlichen Forschung damit bieten können, sollten in Zukunft intensiver ausgenutzt werden.

An dieser Stelle soll auch die bislang noch sehr lückenhafte Datengrundlage der paläobotanischen Forschung angeführt werden. Um detailliertere Aussagen und Rekonstruktionen der Vegetationsgeschichte zu erlauben, muss diese Datengrundlage durch weitere Funde von Torfkörpern deutlich verdichtet werden.

## 7 Zusammenfassung

Der Schloßberg bei Kallmünz (Lkr. Regensburg, Oberpfalz, südöstliche Fränkische Alb) wird seit 1999 interdisziplinär mit dem Ziel untersucht, die Landschaftsgeschichte zu rekonstruieren und die menschliche Einflussnahme auf den Wandel der Landschaft einzuschätzen (vgl. Kapitel 1). Hier befand sich eine der bedeutendsten vorgeschichtlichen Höhensiedlungen im bayerischen Raum (STROH 1975).

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung konnte der anthropogen induzierte Landschaftswandel am Schloßberg detailliert raum-zeitlich rekonstruiert werden (s. Kapitel 7.2). Darüberhinaus können anhand der durchgeführten Untersuchungen auch Erkenntnisse bezüglich der geowissenschaftlich-paläoökologischen Forschung in Karstgebieten abgeleitet werden. Diese werden zunächst zusammengefasst (Kapitel 7.1).

### ***7.1 Geowissenschaftlich-paläoökologische Forschungen in Karstgebieten***

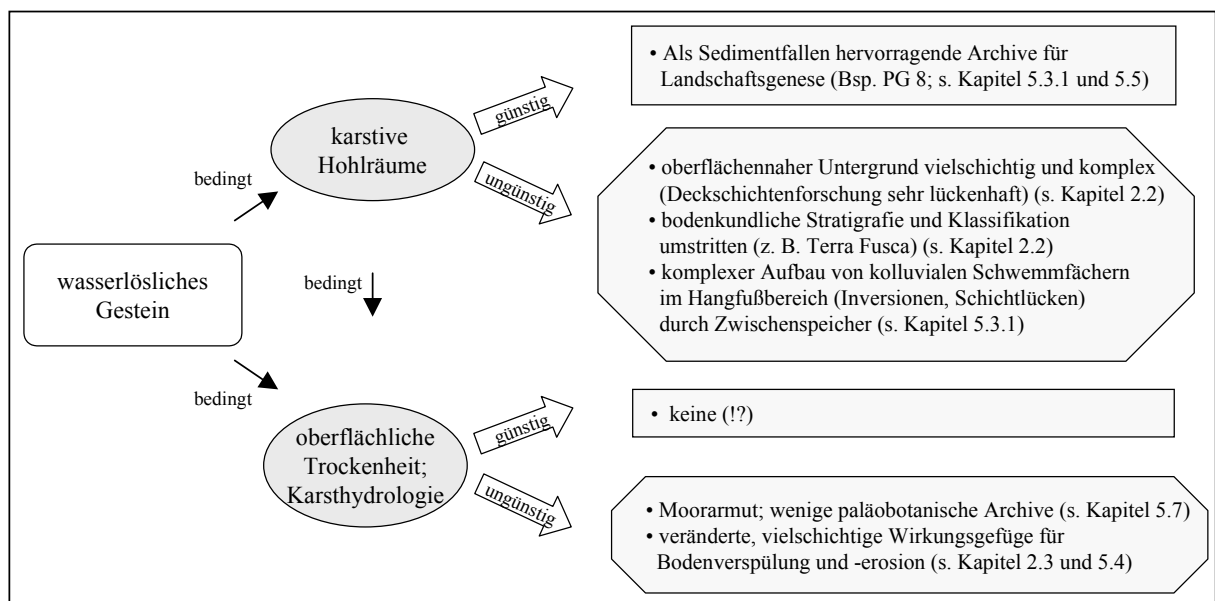
Der Schloßberg befindet sich in einem Karstgebiet. Dies sind Gebiete, in denen Wasser das Gestein lösen kann und sich infolgedessen ein karsttypischer Formenschatz entwickelt. Sie unterscheiden sich damit von anderen Gebieten durch einen „inneren Abtrag“, d. h. zum oberflächennahen, vorwiegend mechanischen Abtrag fester Substanz parallel der Gefällslinie kommt eine innere Abtragung, eine vertikale Wegführung gelöster Stoffe durch das Sickerwasser in den Untergrund (ROHDENBURG & MEYER 1963: 143). Dieser Sachverhalt hat für die geowissenschaftlich-bodenkundliche und paläoökosystemare Forschung eine wesentliche Bedeutung (vgl. Abb. 116).

Zunächst erschwert dies, die bodenkundliche Situation des oberflächennahen Untergrundes zu klären (vgl. SEMMEL 1996a). In den Karsthohlräumen sind Böden und Sedimente unterschiedlichster Alter und Eigenschaften konserviert. Im Laufe einer Tieferlegung der Oberfläche werden diese immer wieder in unterschiedlichem Maße aufgearbeitet und an der Bodenentwicklung beteiligt. Dies schlägt sich nieder in den widersprüchlichen Befunden zu Genese, Stratigrafie und Alter der Böden sowie den Rekonstruktionen der natürlich vorkommenden Bodentypen und deren Mächtigkeit (s. Kapitel 2.2.3). Bezüglich der Forschungen zu periglazialen Deckschichten, deren Kenntnis und Verbreitung im Mittelgebirgsraum von grundlegender Bedeutung ist, klafft in Karstgebieten ebenfalls eine große Lücke (s. Kapitel 2.2.2).

Diese bodenkundliche Problematik spiegelte sich in dem Auftreten von BvT-Horizonten von Terrae Fuscae wider, deren stratigrafische Position, hangend zu periglazialen Fließerden, zunächst nicht erklärt werden konnte. Am Schloßberg weisen die BvT-Horizonte zudem eine bislang noch nicht beschriebene Besonderheit auf: Nahezu überall führen sie Holzkohlestücke. Holzkohlen aus verschiedenen Profilen wurden <sup>14</sup>C-datiert und weisen ins Neolithikum bis in die Bronzezeit. Die durchgeführten Untersuchungen zu Genese und Stratigrafie (Mikromorphologie, Tonmineralogie, Situmetrie) legen nahe, dass es sich dabei möglicherweise um holozäne, aus Kolluvien entwickelte Schichtglieder handelt (vgl. Kapitel 5.2.3). Sie können somit einen Beitrag zur Diskussion um Genese, Stratigrafie und Klassifikation der Terrae Calcis leisten.

Der karstive, oberflächlich wasserarme Charakter hat ferner hohe Bedeutung für kolluviale Untersuchungen und Bodenerosionsforschungen (vgl. Kapitel 2.3).

Von einer Karstlandschaft wird im allgemeinen erwartet, dass Niederschläge, soweit sie nicht verdunsten, ziemlich vollständig und schnell in den Untergrund versickern. Ohne oberflächlichen Abfluss und in trockenen Tälern kann allerdings kein Bodenmaterial verspült werden. Eine Verspülung sollte also höchstens bis in die nächste Karstspalte erfolgen. Die verschiedenen Faktorenkonstellationen, die in Karstgebieten zu Bodenabträgen auch bis in die Vorfluter führen, werden in Kapitel 2.3 beleuchtet. Auch in Karstgebieten werden sommerliche Extremereignisse durch konvektive Starkregen für den größten Teil der Bodenabträge verantwortlich gemacht. Anhand eines Extremereignisses im August 1982, bei dem Teile von Traidendorf unter ca. 50 cm mächtigen, kolluvialen Schlammmassen begraben wurden, konnten nähere Aussagen zur Faktorenkonstellation solcher Ereignisse gemacht werden. In Anlehnung an das Prinzip des Aktualismus können diese auch auf (vor-) geschichtliche Ereignisse übertragen werden. Im Zuge der Recherchen hat sich gezeigt, dass es offensichtlich nur zu solch extremen Bodenabträgen kommt, wenn die Böden bei Einsetzen des Starkregens bereits bis nahe der Feldkapazität wassergesättigt sind. In diesem Fall werden dann unterschiedliche Böden und Sedimente ohne Rücksicht auf ihre Erodibilität gleichermaßen von der Ausräumung betroffen (vgl. ZEJSCHWITZ 1967). Bei trockenen Böden kann jedoch der Niederschlag vom karsthydrologischen System nahezu komplett aufgenommen werden, ohne dass daraus oberflächlicher Abfluss resultiert (vgl. Kapitel 5.5).



**Abbildung 116:** Zusammenfassende Einschätzung zum Wirkungsgefüge karsttypischer Besonderheiten auf geoarchivalisch-paläoökologische Forschungen

Die Einflüsse der karsttypischen Eigenschaften auf kolluviale Archive kann als ambivalent bezeichnet werden (Abb. 116):

Zum Einen können die durch Prozesse wie Lösung und Auslaugung des Gesteins geschaffenen Hohlräume äußerst günstige Sedimentfallen bereit stellen. Dies konnte anhand PG 8, einer aktiven Doline, gezeigt werden. Dort steht eine lückenlose Archivierung von Kolluvien zur Verfügung, da ein Austrag bzw. Verlust von Kolluvien ausgeschlossen werden kann. Die Kolluvien konnten detailliert stratifiziert und die einzelnen Schichtglieder datiert werden. Aufgrund der ermittelbaren Volumina der einzelnen kolluvialen Serien sowie der Größe des Einzugsgebietes, konnte eine exakte Ablagerungsdynamik und Bilanzierung der vorgeschichtlichen Bodenerosion am Schloßberg durchgeführt werden (vgl. Kapitel 5.4).

Somit gibt PG 8 ein Beispiel dafür, wie durch karstive Prozesse entstandene Hohlräume hervorragende Kolluvial-Archive darstellen können (vgl. Abb. 116).

Zum Anderen schlägt sich ein ungünstiger Effekt dieses Prozessgefüges in den kolluvialen Schwemmfächern am Hangfuß nieder. Diese werden in der Regel als erstklassige Untersuchungsstandorte genannt und erlauben in günstigen Fällen, detaillierte Aussagen zu Landschaftsveränderungen zu machen (vgl. BORK et al. 1998; WUNDERLICH 2000).

In Karstgebieten können Kolluviendepositionen am Hangfuß jedoch verstärkt problematische Archive darstellen. Dies wird auf die karstiven Hohlformen zurückgeführt, die Zwischendepositionen am Ober- und Mittelhang ermöglichen. Die Folge davon können komplex aufgebaute Schwemmfächer am Hangfuß sein, die Schichtlücken und Inversionen, möglicherweise auch Kolluvien gemischten Alters aufweisen. Ein Beispiel dafür liefert der kolluviale Schwemmfächer in Einzugsgebiet A (PG VA 1; s. Kapitel 5.3.1.3).

Für paläobotanische Untersuchungen bieten Karstgebiete aufgrund ihrer oberflächlichen „Trockenheit“ nur suboptimale Vorraussetzungen. Moore sind selten oder nicht vorhanden, vermoorte Tallagen und Feuchtwiesen eignen sich nur eingeschränkt für pollenanalytische Datenerhebungen (vgl. Abb. 116). Hülben stellen mitunter Archive dar (SMETTAN 1995), können aber nur selten gefunden werden. Um dennoch paläoökologische Aussagen treffen zu können, wurden einzelne palynologische und anthrakologische Daten zusammengefügt. Holzkohlen können vor dem Hintergrund exakt stratifizierter und datierter korrelater Sedimente auch bei fehlenden Feuchterhaltungsbedingungen als botanische Archive dienen. Die Kombination von Holzkohleanalyse und Pollenanalyse in Verbindung mit geowissenschaftlichen Befunden erlaubt es, Aussagen feinmaßstäblich und mit einem räumlichen Bezug zu treffen, die mit der Pollenanalyse allein nicht möglich wären, insbesondere in einer an vermoorten Standorten armen Landschaft (vgl. NELLE & SCHMIDGALL 2003; s. Kapitel 5.7).

## **7.2 Zusammenfassung des anthropogenen Landschaftswandels am Schloßberg und Umgebung**

Ausgangspunkt des anthropogenen Landschaftswandels sind in Mitteleuropa die naturräumlichen Bedingungen, die vor dem Neolithikum geherrscht haben. Sie werden als Zustand für natürliche Bedingungen vor Beginn des menschlichen Einflusses herangezogen. Diese präneolithischen Bedingungen sind Rekonstruktionen. Sie werden in Kapitel 2 und 3 (für die Böden in Kapitel 5.3) beleuchtet und in Tabelle 21 anhand verschiedener Kenngrößen zusammengefasst dargestellt. Ihnen werden die vielfältigen anthropogenen Landschaftsveränderungen am Schloßberg von Kallmünz durch einen

heutigen „Ist“-Zustand gegenübergestellt. Anhand der Auswertung geeigneter Archive galt es, Art, Zeit und Ausmaß der anthropogenen Einflussnahme und des Landschaftswandels abzuschätzen.

Hierfür wurden geowissenschaftliche Archive wie anthropogenetisch bedingte geomorphologische Formen (z.B. Wälle, Stufenraine), Böden und Bodenbildungen sowie Kolluvien, Auenlehme und Torfkörper herangezogen. Aufgrund des direkten, unmittelbaren räumlichen Bezugs wurde bei der Auswahl der Geoarchive vor allem den Böden und Kolluvien die größte Aufmerksamkeit geschenkt. Es hat sich herausgestellt, dass die anthropogenen Formen (Stufenraine, Wälle) eine wichtige Rolle in ihren Auswirkungen auf Art und Lage der (Geo-) Archive spielen. Insbesondere für Prozesse der Bodenerosion und Kolluvienbildung sind sie von großer Bedeutung, da sie erosive Hanglängen sowie Hangneigungen entscheidend verändern und an den Oberhängen durch neu geschaffene lokale Erosionsbasen Sedimentfallen für Kolluvien bilden (s. Kapitel 5.1). So konnten in Gebieten, in denen im Oberhangbereich Stufenraine vorhanden sind, auch an den Hangfüßen keine kolluvialen Schwemmfächer gefunden werden (Einzugsgebiete C und E).

**Tabelle 21:** Der Mensch als Landschaftsgestalter im Umfeld vom Schloßberg bei Kallmünz

	<b>naturnahe (ursprüngliche) Landschaft = „Soll-Zustand“</b>	<b>(heutige) anthropogen gestaltete Landschaft = „Ist-Zustand“</b>
<b>Vegetation</b>	versch. Buchen-Mischwälder; Auenvegetation (v.a. Erlenwälder)	Landschaftsschutzgebiet, Trockenrasen-, Halbtrockenrasen-Gesellschaften, Wacholderheiden (Beweidung); Kulturpflanzen (Ackerbau), Aufforstungen (Kiefer / Fichte); Galeriewälder in den Auen
<b>Böden</b>	(Proto)-Rendzina - Terra Fusca - Entwicklungsreihe auf perglazialen Fließerden und Dolomit; Kryoturbationsprozesse, Frostkeilpseudomorphosen	flachgründige, gekappte Profile bis hin zur Totalerosion; Kultorendzinen, degradierte Terraes Fuscae, Hortisole, Kolluvisole (Kolluvien)Auenlehme; kleinräumiges, komplexes Bodenmuster
<b>Geomorphologie</b>	„präneolithisches“ Relief; Karstformenschatz (Dolinen, Trockentäler), geologisch bedingte Geländestufen durch Bankung und Fazieswechsel	Reliefglättung durch kolluviale Verfüllungen; anthropogenes Kleinrelief, Parzellierung, Stufenraine, Lesesteinwälle, Ringwälle; Bebauung (Gebäude, Wege..)
<b>Klima</b>	kontinental getöntes, trockenes Klima, Leelage der Fränkischen Alb Ø 650mm Nd/a (?); ca. 7,5°C/a (?)	Mikroklima: heißer, trockener, weniger Schatten; Makroklima: ?
<b>Hydrologie</b>	Karsthydrologisches System; kaum oberflächlicher Abfluss	regulierte Abflußspitzen, Wehre Schleusen, Mühlen; Gewässerbelastung
<b>Geologie</b>	dolomitisierte Malm δ Massenkalk - Riffe, tafelbankiger ε-Dolomit, Hohlkehlen	ingenieurgeologische Sicherung der Felswände im Bereich der massigen Riffkalke

Die Kolluvien des gesamten Schloßberg-Bereiches wurden detailliert stratifiziert und datiert und stellen somit die Grundlage für weitergehende Untersuchungen (z. B. Bilanzierung, Holzkohleanalyse u. a.) dar. Ihre Lage, aufgeschlüsselt nach Zugehörigkeit zu unterschiedlichen Kulturphasen wird zusammenfassend in Abbildung 88 dargestellt. Ihre Datierungen finden sich in einer Aufstellung in Tabelle Anhang A 2 und A 3. Für Aussagen zur raum-zeitlichen Rekonstruktion des anthropogenen Landschaftswandels wird den Kolluvien hohe Bedeutung beigemessen.

Die Auenlehme wurden zwar aufgenommen. Sie spiegeln jedoch das Handeln des Menschen im Einzugsgebiet als räumlichen Summeneffekt wider, weshalb sie besonders für Aussagen über flächenhafte Wirkungen der Landnutzung geeignet sind. Eine detaillierte Diskussion der unterschiedlichen Geoarchive findet sich in Kapitel 2.1.

Durch eine interdisziplinäre Zusammenarbeit konnten Auenlehme und Kolluvien ferner als paläobotanische Archive ausgewertet werden (vgl. SCHMIDGALL & NELLE 2003 & Kapitel 5.7). Ein Torfkern im Naabtal lieferte seit der Römerzeit pollenanalytische Informationen. Desweiteren wurden auch archäologische Archive (Wälle, Gruben) gemeinsame Untersuchungsobjekte.

Die interdisziplinäre methodische Verknüpfung der unterschiedlichen Archive erlaubt es, folgendes zusammenfassendes Bild der Landschaft und ihres Wandels am Schloßberg bei Kallmünz zu rekonstruieren (zusammengefasst in Abb. 117):

- Neolithikum:

Für das Neolithikum ist das vereinzelte Auftreten des Menschen durch frühere archäologische Untersuchungen anhand weniger Streufunde belegt.

Durch die sehr geringen Nichtbaumpollenanteile (z.B. NA 2) kann nun belegt werden, dass große Teile der Auen im Neolithikum noch bewaldet sind. Dies macht eine großflächige Aufflichtung auch auf den Kuppen unwahrscheinlich. Hinweise auf Getreideanbau sind in den Pollenspektren noch nicht zu finden.

Die geowissenschaftlichen Untersuchungen erlauben es aber, einen Schritt weiter zu gehen: Es hat sich gezeigt, dass am Schloßberg bereits während des Neolithikums Ackerbau betrieben wurde. Dieser war auf kleine und flache Hangbereiche des südlichen Sporns begrenzt. Hinweise konnten in BvT-Horizonten und Kolluvien sowohl innerhalb (RKS 38), als auch außerhalb (PG 1) des Ringwalles gefunden werden (vgl. Abb. 88). Aufgrund der lückenlosen Archivierung der Kolluvien in PG 8 kann zudem gezeigt werden, dass die Kuppen und Oberhänge des Plateaubereichs von Einzugsgebiet A noch nicht ackerbaulich bestellt wurden. Dies unterstreicht die Kleinräumigkeit der anthropogenen Einflussnahme, da auch für andere Bereiche des Untersuchungsgebietes keine Nachweise gegeben sind. An den Hangfußlagen können aus dieser Phase keine korrelierten Sedimente beobachtet werden.

- Frühe Bronzezeit

Bereits in der frühesten, spätestens ab der frühen Bronzezeit (um 2000 BC) wurde der gesamte südliche Bereich des Schloßbergs intensiv ackerbaulich genutzt. Die Befunde, erste großflächige Kolluvienverlagerungen, belegen dies für das gesamte südliche Areal in den Einzugsgebieten A und C (PG 8, PG C 4; vgl. Abb. 88). Darüberhinaus kann die Anlage des zwar sicherlich nicht in seiner heutigen Ausformung gegebenen, dennoch bis

heute erhaltenen anthropogenetischen, agrarmorphologischen Formenschatzes mit Lesesteinwällen und Stufenrainen anhand PG 11 (Einzugsgebiet C) für die frühe Bronzezeit nachgewiesen werden (vgl. HILZ 2001).

Zum ersten Mal sind kolluviale Verlagerungen vom Oberhangbereich bis hin zum Hangfuß in Form eines kolluvialen Schwemmfächers in das Vilstal nachzuweisen (PG VA 1).

Anhand der Bilanzierungen in PG 8 kann postuliert werden, dass die anthropogene Einflussnahme nicht allmählich, sondern vielmehr mit einem raschen Anstieg von statten ging.

- Mittlere Bronzezeit

Für die mittlere Bronzezeit ist eine Fortführung der Intensität der frühen Bronzezeit zu belegen. Weiterhin kann Kolluvienbildung im gesamten südlichen Areal des Schloßberg-Bereichs beobachtet werden.

- Späte Bronze- und Urnenfelderzeit

Anhand PG 8 wird auch in diesen Epochen eine Weiterführung der ackerbaulichen Nutzung des Schloßberggebietes angenommen, wenngleich eine genaue <sup>14</sup>C-Datierung einer urnenfelderzeitlichen Kolluvienschicht nicht erfolgen kann.

Ein großflächiger Nachweis von Kolluvien kann jedoch nicht erfolgen, da urnenfelderzeitlich datierte Kolluvien selbst an günstigen Stellen, an denen ältere und jüngere konserviert sind (z.B. PG 11 oder Bereiche innerhalb des Ringwalles), ausfallen. Möglicherweise kann dies mit hohen Austrägen zu dieser Zeit erklärt werden. Plausibel wäre auch ein Rückgang der ackerbaulichen Nutzfläche zur Urnenfelderzeit, oder aber eine Ausräumung älterer Kolluvien vom Schloßbergbereich durch jüngere, beispielsweise mittelalterliche Bodenerosion.

Untersuchungen seitens der vorgeschichtlichen Forschung legen eine erste Wallbefestigung in der Urnenfelderzeit nahe (STROH 1975; HARNEST & SCHAUER 2000). Eindeutige Siedlungsnachweise sind allerdings bis heute noch nicht zu erbringen, da intensive Flächengrabungen noch ausstehen. Hinweise auf Pfostenlöcher und somit Siedlungsspuren in bzw. unter Hortisolprofilen findet FIGGE (2001: 76). Aufgrund fehlender Datierung sowie vorgeschichtlicher, aber nicht näher zu bestimmender Keramikführung, kann eine genaue zeitliche Zuordnung nicht erfolgen.

- Zusammenfassung der Bronzezeit

In der Bronzezeit finden erste intensive Eingriffe in die Naturlandschaft statt. Während große Bereiche des südlichen Schloßberg-Plateaus bereits waldfrei sind und in ackerbaulicher Nutzung stehen, kommt es in den Auenbereichen lediglich zu einer allmählichen Auflichtung der Wälder. In der Folge des nun wirtschaftenden Menschen kommt es zu Brandereignissen und Kolluvienbildung. Die am häufigsten überlieferten Kolluvien der Vorgeschichte stammen aus der frühen und mittleren Bronzezeit (ca. 3900 bis 3500 BP cal.). Erste agrarmorphologische Formen wie Lesesteinwälle und Stufenraine sind ebenfalls schon für die frühe Bronzezeit nachzuweisen. Möglicherweise kann dies bereits als Maßnahme gegen erste größere Verluste von Bodenmaterial durch Erosion und Austrag angesehen werden. Somit dürften für die Vorgeschichte die intensivsten



anthropogenen Veränderungen der Landschaft für diese Zeit anzunehmen sein. Inwiefern dies mit einem vermuteten Nutzungsbeginn der Anlage ab der mittleren bis späten Bronzezeit und einem Höhepunkt während der Urnenfelderzeit seitens der Vor- und Frühgeschichte in Verbindung zu bringen ist, bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Für den nördlichen Bereich um den Kirchen- und Hirmesberg (Einzugsbereich D) sind allerdings noch immer keine eindeutigen Nachweise für Ackerbau und Kolluvienbildung zu erbringen. Lediglich in mittelalterliche Kolluvien eingemengte Bruchstücke von wahrscheinlich in die Urnenfelderzeit zu datierende Keramik geben erste spärliche Hinweise. Möglicherweise handelt es sich dort um ungünstigere Archivierungsbedingungen, da auch ausgeprägte anthropogenetische Überprägung in Form von Stufenrainen fehlt. Für den Bereich innerhalb des südlichen Ringwalles fällt eine Überlieferung bronzzeitlicher Kolluvien ebenfalls aus.

Für das Vilstal können im Raum Traidendorf anhand eines hohen Baumpollenanteils und der das Pollenspektrum prägenden Anteile von *Alnus* noch ausgedehnte Erlenbestände angenommen werden. Einzelfunde von *Cerealia* und *Plantago lanceolata* deuten auf die Anwesenheit des Menschen hin.

Eine Devastierung der Flächen und eine „Versteppung“ der Karstgebiete innerhalb der Bronze- und vor allem der Urnenfelderzeit, als Folge ausgedehnter Rodungstätigkeit, nimmt LOŽEK (1986) als Modell für ganz Mitteleuropa an.

Anhand einer exakten Bodenerosions-Bilanzierung (PG 8) kann gezeigt werden, dass eine Intensivierung des Ackerbaus seit der Frühen Bronzezeit rasch einsetzt und über die gesamte Bronzezeit mit etwa gleichbleibender Intensität anhält.

- Hallstattzeit / Laténezeit

Für die späte Hallstattzeit und frühe Laténezeit (ca. 2500 BP cal.) belegen Kolluvien in PG 8 ackerbauliche Tätigkeit. Durch Kolluvien in RKS 236 konnte dies bestätigt werden.

Allerdings gilt hier wie für die Urnenfelderzeit, dass ackerbauliche Nachweise einer der als Hauptbesiedlungsphase angenommen Periode der (Früh-) Laténezeit in Form von Kolluvien als Ausnahme gelten können und somit gewisse Überlieferungslücken bestehen. Auch von paläobotanischer Seite liegen aus diesen Perioden nur wenige Befunde vor. Sie erlauben es kaum, weitreichende Aussagen zu treffen.

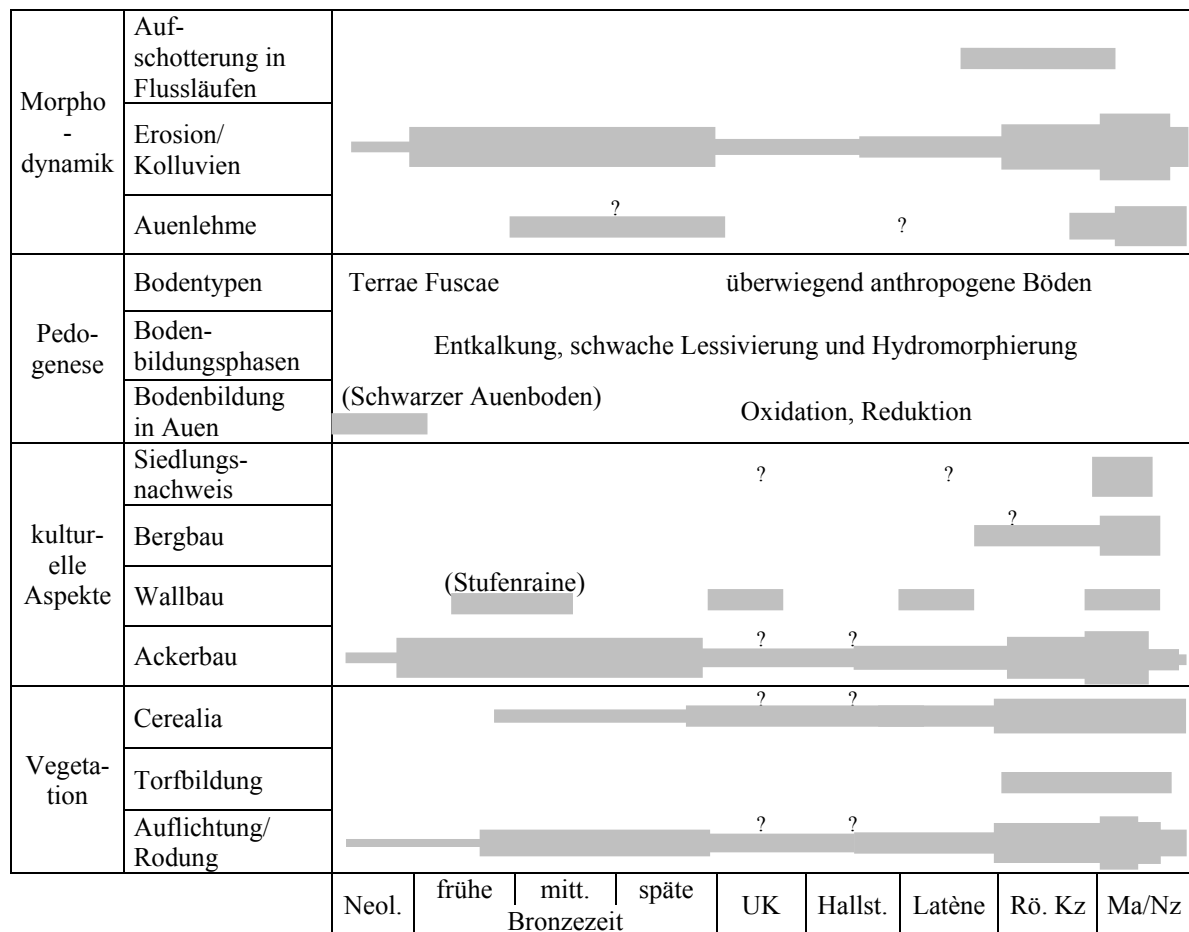
- Römische Kaiserzeit

Während der römischen Kaiserzeit können auch im Bereich um Traidendorf (Einzugsgebiet D) zum erstenmal anthropogene Einflüsse bis in Aue belegt werden. Es finden Umlagerungen von Vilsschottern statt, im Zuge derer sich Schlackenstücke in die Schotter einmengen. Eine Verbindung zu gleichzeitiger Bergbautätigkeit (vgl. FOELLMER et al. 1997; MÄCKEL 1998b) kann jedoch auch anhand der Ermittlung der Schwermetallgehalte (Kapitel 5.6) nicht nachgewiesen werden.

Auch auf dem südlichen Schloßberg-Plateau können vereinzelt Kolluvien dieser Zeitstellung nachgewiesen werden.

Die in diese Zeit datierende Basis eines 2 m mächtigen Torfkerns aus dem Naabtal ermöglicht weitere Aussagen zur Vegetation: Das starke Auftreten von Fichte und Kiefer wird sicherlich durch intensive menschliche Einflussnahme (Siedlungstätigkeit ?)

gefördert. Die Naabaue kann als stark aufgelichtete Landschaft bezeichnet werden, in der Getreideanbau stattfindet.



**Abbildung 117:** Zusammenfassende Darstellung des Landschaftswandels in der Umgebung von Kallmünz anhand verschiedener Kenngrößen (Einordnung der Kulturstufen nach LÜNING 1996, 1997 und JOCKENHÖVEL 1997; s. auch Abbildung Anhang A 1 und Tabelle Anhang A 2)

- Mittelalter (& Neuzeit)

Auf dem komplettem Schloßberg-Areal, inclusive den Bereichen um Kirchenberg und Hirmesberg sind an Stellen, an denen Kolluvien liegen auch beinahe ubiquitär Kolluvien aus Mittelalter und Neuzeit zu finden. Sie liegen in vielen Fällen diskordant über zum Teil deutlich älteren Kolluvien (neolithisch, frühbronzezeitlich). Eine flächendeckende Ausräumung von Kolluvien vor dem Mittelalter bzw. der Neuzeit kann durchaus als wahrscheinlich angenommen werden. Lediglich in günstigen Positionen konnten liegend ältere Kolluvien konserviert werden.

Für die landwirtschaftliche Inwertsetzung des Gebietes, darf sicherlich ein Höhepunkt an Intensität angenommen werden. Kolluviale Schwemmfächer in den Hangfußbereichen werden in hohem Maße von mittelalterlichen Sedimenten aufgebaut. Das Ausmaß der

Bodenerosion übersteigt nun sicherlich bei weitem die Intensität vorangegangener Kulturphasen.

Getreidepollen nehmen weiterhin zu, auch durch paläobotanische Befunde wird ein äußerst intensiver anthropogener Einfluss bestätigt. Hohe Holzkohleflitter-Gehalte konnten mit intensiven montanindustriellen Tätigkeiten in Verbindung gebracht werden. Durch Schlackenfunde und Beschreibungen in historischen Quellen können Bergbautätigkeiten im Kallmünzer Raum nachgewiesen werden. Die Schwermetallgehalte der Auensedimente bleiben jedoch, wahrscheinlich durch Verdünnungseffekte, unterhalb auffälliger Belastungen (vgl. Kapitel 5.6).

Seit wann es zur Entwicklung der durch Beweidung geförderten Kalkmagerrasen kam, kann bislang nicht abgeschätzt werden. Hohe Beweidungsintensität kann jedoch für das Mittelalter und die Neuzeit anhand historischer Quellen belegt werden.

## 8 Literaturverzeichnis

- ABELS, B. - U. (1980): Neue Ausgrabungen auf dem Staffelberg. – Jahresber. Bayer. Bodendenkmalpflege, 21: 62-77; München.
- ABELS, B. - U. (1989/90): Überblick über die Besiedlung der Ehrenbürg in vorgeschichtlicher Zeit. – Ber. Bayer. Bodendenkmalpfl., 30/31: 103 - 122; München.
- ABELS, B. - U. (1993): Der Staffelberg – Die Geschichte einer befestigten Höhensiedlung. – In: DANNHEIMER, H & GEBHARD, R. (Hrsg.): Das Keltische Jahrtausend, Ausstellungskatalog Prähist. Staatsslg., 23: 94 - 101; Mainz.
- ABELS, B.-U. (1993b): Die Heunischenburg, eine urnenfelderzeitliche Befestigung in Nordbayern – In: DANNHEIMER, H & GEBHARD, R. (Hrsg.): Das Keltische Jahrtausend, Ausstellungskat. Prähistor. Staatsslg., 23: 83 - 87; Mainz.
- ABELS, B. - U. (2002): Die Heunischenburg bei Kronach. – Regensburger Beitr. Prähist. Archäol., 9: 33 S. + Beilagen; Regensburg.
- AG BODEN (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl., berichtigter Nachdruck. – 392 S.; Hannover.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – 440 S.; Stuttgart (Ulmer).
- ALLOWAY, B. (Hrsg.)(1999): Schwermetalle in Böden – Analytik, Konzentration, Wechselwirkungen. – 540 S.; Berlin, New York (Springer).
- ANDRES, G. & CLAUS, G. (1964): Das Karstwasser in der südlichen und mittleren Frankenalb. – Geologica Bavarica, 53: 194 - 208; München.
- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. – In: DIKAU, R., HEINRITZ, G. & WIESSNER, R. (Hrsg.): Global change – Konsequenzen für die Umwelt. – Deutscher Geographentag Bonn 1997; 21: 118 - 133; Stuttgart.
- APEL, R. (1971): Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der südlichen und mittleren Frankenalb. – Geologica Bavarica, 64: 268 - 355; München.
- AUERSWALD, K. (1993): Bodeneigenschaften und Bodenerosion. – Relief, Boden, Paläoklima, 8: 259 S.; Berlin u. Stuttgart.
- AUERSWALD, K. (1998): Gravitative Bodenverlagerungen. – In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblems: 61 - 68; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- AUERSWALD, K. & SCHMIDT, F.(1986): Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern; GLA Fachberichte, 1: 67 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- AUSSENDORF, M. & MARTIN, W. (1998): Geogene und anthropogene Schwermetalle in Böden Bayerns – Hintergrundwerte anorganischer Problemstoffe in Böden Bayerns; Ergebnisbericht zum F+E Vorhaben. – 64 S. u. Anh.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BACHMANN, H. G. (1993): Vom Erz zum Metall (Kupfer, Silber, Eisen) – Die chemischen Prozesse im Schaubild. – In: STEUER, H. & ZIMMERMANN, U. (Hrsg.)(1993): Alter Bergbau in Deutschland: 35 - 40; Stuttgart (Theiss).
- BARKER, G. (1985): Prehistoric farming in Europe. – 327 S; Cambridge.
- BARSCHE, H.; BILLWITZ, K.; BORK, H. R. (Hrsg.)(2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. – 612 S.; Stuttgart (Klett-Perthes).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1967): Gutachten über die Untergrundverhältnisse des Freisinger Dombergs. – 10 S., 24 Abb.; unpubliziert.

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996)(Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500.000, 4.Auflage. – 329 S., München.
- BayFORKLIM (BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBAND)(1996)(Hrsg.): Klimaatlas von Bayern. – 48 S. u. Karten; München.
- BECKMANN, T. (1997): Präparation bodenkundlicher Dünnschliffe für mikromorphologische Untersuchungen. – In: STAHR, K. (Hrsg.)(1997): Mikromorphologische Methoden in der Bodenkunde. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 40: 89 - 104; Stuttgart.
- BEHRE, K. E. (1998): Landwirtschaftliche Entwicklungslinien und die Veränderung der Kulturlandschaft in der Bronzezeit Europas. – In: HÄNSEL, B. (Hrsg.)(1998): Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas: 91 - 110; Kiel (Oetker-Voges).
- BENNECKE, N. (1998): Haustierhaltung, Jagd und Kult mit Tieren im bronzezeitlichen Mitteleuropa. – In: HÄNSEL, B. (Hrsg.)(1998): Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas: 61 - 76; Kiel (Oetker-Voges).
- BERGLUND, B. (1986): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. – 869 S.; Chichester, New York, Toronto (John Wiley & Sons).
- BERGLUND, B. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1986): Pollen analysis and pollen diagram. - In: BERGLUND, B. (Hrsg.)(1986): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology: 455 - 484; Chichester, New York, Toronto (John Wiley & Sons).
- BERGER, A. (1994): Der Hesselberg – Funde und Ausgrabungen bis 1985. – Materialh. Bayer. Vorgesch., A 66: 111 S. + Anhang; Kallmünz (Laßleben).
- BERLI, S.; CHERUBINI, P. & SCHOCH, W. (1994): Rekonstruktion von Bestandesfluktuationen, Bodenmächtigkeit und Feuergeschichte über 7000 Jahre BP mittels Holzkohle-Analyse. – Botanica Helvetica, 104: 17 - 36; Basel.
- BERTRAM, W. (1967): Der Einfluß der Wirtschaftsgesinnung auf die Gestaltung der Kulturlandschaft. – 70 S.; Hildesheim (Gerstenberg).
- BEUG, H.-J. (1982): Vegetation history and climatic changes in central and southern Europe.- In: HARDING, A. (ed.): Climatic change in later prehistory: 85 - 102; Edinburgh.
- BEYER, L.; KÖBBEMANN, C.; FINNERN, J.; ELSNER, D. & SCHLEUSS, U. (1993a): Colluvisols under cultivation – 1. Genesis, definition and geo-ecological significance. – Ztschr. Pflanzenern. Bodenk., 156: 197 - 202; Weinheim.
- BEYER, L.; FRÜND, R.; SCHLEUSS, U. & WACHENDORF, C. (1993b): Colluvisols under cultivation in Schleswig-Holstein – 2. Carbon distribution and soil organic matter composition. – Ztschr. Pflanzenern. Bodenk., 156: 213 - 217; Weinheim.
- BEYER, L.; BLUME, H.P. & KÖBBEMANN, C. (1999): Colluvisols under cultivation in Schleswig-Holstein – 3. Soil organic matter transformation after translocation.- Journal Plant Nutr. Soil Sci., 162: 61 - 69; Weinheim.
- BIBUS, E. (1986): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenprofil, Standort und junge Reliefentwicklung im Schönbuch bei Tübingen. – In: EINSELE, G. (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch (DFG-Forsch.-Ber.): 27 - 57; Weinheim (VCH).
- BIEL, J. (1995) (Hrsg.): Anthropogene Landschaftsveränderungen im prähistorischen Südwestdeutschland. – Landesdenkmalamt Baden-Württemberg – Archäologische Informationen aus Baden-Württemberg, 30: 60 S.; Stuttgart.
- BIERMAYER, G. & REHFUESS, K.E. (1985): Holozäne Terrae Fuscae aus Carbonatgesteinen in den nördlichen Kalkalpen. – Ztschr. Pflanzenern. u. Bodenk., 148: 405 - 416; Weinheim.

- BLANCK, E. & MELVILLE, R. (1945): Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der alten Landoberflächenbildungen der deutschen Mittelgebirgsländer. – *Chemie der Erde*, 15: 169 - 276; Jena.
- BLEICH, K. E. (1993): Landoberflächen und Böden der Ostalb – Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte. – *Karst und Höhle*, 1993: 95 - 111; München.
- BLEICH, K. E. (1995): Bodenumlagerung in prähistorisch besiedelten Landschaften Süddeutschlands. – In: BIEL, J. (Hrsg.): *Anthropogene Landschaftsveränderungen im prähistorischen Südwestdeutschland*. – Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Archäologische Informationen aus Baden-Württemberg, 30: 15 - 20; Stuttgart.
- BLEICH, K. E. (2000): Bodenmusterbildung in mitteleuropäischen Kalksteingebieten unter dem Einfluss alter und junger Verkarstung. – *Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, 46, H.1/2: 11 - 14; München.
- BLEICH, K.; PAPENFUSS, K.H.; VAN DER PLOEG, R., SCHLICHTING, E. & Mitarbeiter (1987): *Exkursionsführer zur Jahrestagung 1987 in Stuttgart Hohenheim*. – *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft*, 54: 1-246; Göttingen.
- BLUM, W. (1968): Sedimentogene und pedogene Entwicklungsmerkmale von Böden auf Karbonatgestein am Beispiel des südlichen Oberrheingraben. – *Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen*, H. 1: 184 S.; Freiburg.
- BOBEK, H. (1948): Stellung und Bedeutung der Sozialgeographie. – *Erdkunde*, 2: 118 - 125; Kleeve.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1995): Lumineszenz-Datierungen an kolluvialen Sedimenten des Elsbachtales. – *Bonner Jahrb.*, 195: 299 - 312; Bonn.
- BÖGLI, A. (1978): *Karsthydrographie und physische Speläologie*. – 292 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BÖHMER, H. J. (1996): Die Halbtrockenrasen der Fränkischen Alb – Strukturen, Prozesse, Erhaltung. – *Erlanger Geogr. Abh.*, S. 323 - 342; Erlangen.
- BOOS, A. (1998): *Burgen im Süden der Oberpfalz: Die früh- und hochmittelalterlichen Befestigungen des Regensburger Umlandes*. – 471 S.; Regensburg (Universitätsverlag).
- BORGER, H. (1990): Böhnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreliefgenese östlich von Albstadt (Schwäbische Alb). – *Kölner Geogr. Arb.*, 52: 209 S.; Köln.
- BORGER, H. & BECK, R. K. (2000): Landschaftsentwicklung, ökologische Grundlagen und anthropogene Veränderungen im westlichen Aggtelek-Karst (NE Ungarn). – *Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, 46, H. 1/2: 15 - 24; München.
- BORK, H. R. (1988): *Bodenerosion und Umwelt*. – *Landschafts-genese und Landschaftsökologie*, 13: 249 S.; Braunschweig.
- BORK, H.R. & BORK, H. (1987): Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 37: 109 - 118; Stuttgart.
- BORK, H. R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa – Wirkungen des Menschen auf Landschaften*. – 328 S.; Gotha u. Stuttgart (Perthes).
- BORK, H. R. & ROHDENBURG, H. (1979): Beispiele für jungholozäne Bodenerosion und Bodenbildung im Untereichsfeld und Randgebieten. – *Landschafts-genese und Landschaftsökologie*, 3: 115 - 134; Braunschweig.
- BORN, M. (1974): *Die Entwicklung der Deutschen Agrarlandschaft*. – 185 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).

- BORZA, K., CINCURA, J. & MARTINY, E. (1969): Herkunft der Roterden in der südwestlichen Slowakei. – Geol. Zbornik – Geologica Carpathica, 20: 351 - 359; Bratislava.
- BOUZEK, J. (1992): Climatic changes and central European prehistory. – In: HARDING, A. (ed.): Climatic change in later prehistory: 179 - 191; Edinburgh.
- BRONGER, A. (1976): Kalksteinverwitterungslehme als Klimazeugen ? – Ztschr. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 24: 138 - 148; Berlin u.a..
- BRONGER, A., ENSLING, J. & KALK, E. (1984): Mineralverwitterung, Tonmineralneubildung und Rubefizierung in Terrae Calcis der Slowakei. – Catena, 11: 115 - 133; Cremlingen.
- BROWN, A. (1997): Alluvial Geoarchaeology. – 377 S.; Cambridge (University Press).
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – Geol. Bavarica, 34: 91 S.; München.
- BRÜCK, D. (1995): Schwermetalle in Aueböden. – Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes, 42: 127 S.; Saarbrücken.
- BUCH, M. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – Regensburger Geographische Schriften, 21: 197 S. und Anhangband; Regensburg.
- BUCH, M. W. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg. – Eiszeitalter und Gegenwart, 40: 63 - 84; Stuttgart.
- BUCH, M. & HEINE, K. (1995): Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during Upper Quaternary – theses, questions and conclusions. – Ztschr. für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., 100: 53-64; Berlin.
- BÜDEL, J. (1977): Reliefgenerationen der Frankenalb. – Klimageomorphologie, 1977: 224 - 228; Berlin.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T., [Eds.] (1985): Handbook for soil thin section description. – 152 S.; Albrighton, Wolverhampton (Waine Research Publications).
- BURGA, C. (1987): Vegetationsgeschichte seit der Späteiszeit. – In: FURRER, G.; BURGA, C.; GAMPER, M.; HOLZHAUSER, H. P. & MAISCH, M. (Hrsg.): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. – Geographica Helvetica, 42: 71 - 77; Bern u. Zürich.
- BURGER, D. (1983): Mikromorphologische Untersuchungen der Verwitterungsresiduen im Bereich der Iserlohner Kalkmulden. – Karst und Höhle, 1982/83: 73-75, München.
- BURGER, D. (1989): Dolomite weathering and micromorphology of paleosols in the Franconian Jura. – Catena Supplement, 15: 261 - 267; Cremlingen.
- BURGER, D. (2000): Gibt es Terrae calcis Böden ? – Mitt. Verb. Dt. Höhlen- und Karstforsch., 46, H.1/2: 28 - 30; München.
- BURGER, I. & GEISLER, H. (1983): Archäologisches zur Eisenverhüttung in und um Kehlheim. – In: Weltenburger Akademie – Erwin Rutte-Festschrift: 41 - 56; Weltenburg / Kehlheim.
- CARLE, W. (1979): Subrosions-Erscheinungen in Trias-Gipsen des nordöstlichen Baden-Württemberg. – Jahreshefte d. Gesellschaft f. Naturkunde in Württemberg, 134: 34 - 57; Stuttgart.
- CATT, J.A. (1989): Relict properties in soils of the central and north-west european temperate region. – Catena, Suppl. Bd., 16: 41 - 58; Cremlingen.
- CLEMENS, G. & STAHR, K. (1994) : Present and past soil erosion rates in catchments of the Kraichgau area (SW-Germany). – Catena, 22: 153 - 168; Cremlingen.
- DAMMINGER, F. & SCHAUER, P. (1996): Archäologische und paläoökologische Forschungen auf dem Bogenberg und in seinem Umland. – Das Archäologische Jahr in Bayern, 1996: 66 - 69; Stuttgart.

- DAMMINGER, F. & SCHAUER, P. (1997): Der Bogenberg im Lkr. Straubing - Bogen, Niederbayern  
Vorbericht über die archäologischen Untersuchungsergebnisse der Jahre 1995 - 1996. –  
Archäologisches Korrespondenzblatt, 27: 423 - 442; Mainz.
- DAUS, B. (1996): Charakterisierung der Bindungsformen von Schwermetallen in regionalen Flußsedimenten  
und deren chemometrische Interpretation. – 99 S.; Dissertation Universität Halle - Wittenberg.
- DIEMER, G. (1995): Der Bullenheimer Berg und seine Stellung im Siedlungsgefüge der Urnenfelderkultur  
Mainfrankens. – Materialhefte Bayer. Vorgesch., A 70: 123 S. + Anhang; Kallmünz (Laßleben).
- DIKAU, R. (1986): Experimentelle Untersuchungen zu Oberflächenabfluss und Bodenabtrag von  
Messparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. – Heidelberger Geograph. Arbeiten, 81: 195  
S.; Heidelberg.
- DILL, H. & ZECH, W. (1980): Schwermineralverteilung in einigen Bayerischen Deckschicht- und  
Bodenprofilen. – Geol. Jb., D 41: 3 - 22; Hannover.
- DOBLER, L. (1999): Der Einfluß der Bergbaugeschichte im Ostharz auf die Schwermetalltiefengradienten in  
historischen Sedimenten und die fluviale Schwermetalldispersion in den Einzugsgebieten von Bode  
und Selke im Harz. – 98 S. u. Anh.; Diss. Univ. Halle (Saale).
- DOLLACKER, A. (1916): Der Ringwall von Kallmünz. – Die Oberpfalz, 10: 128 - 144; Kallmünz.
- EBERHARDT, J. (1988): Geogene und anthropogene Schwermetallgehalte in Aueböden. – 200 S.; Diss. Univ.  
Stuttgart.
- EIBERWEISER, M. (1995): Untersuchung zur Schwermetall-Tiefenverteilung in Böden und periglazialen  
Deckschichten des ostbayerischen Kristallins und seiner Randgebiete. – 340 S.; Inaugural-Diss.  
Univ. Regensburg.
- EMMERIG, E. (1985): Regensburg und die Oberpfalz – Betrachtung einer Beziehung. – In: Museen und  
Archiv der Stadt Regensburg (Hrsg.): Studien und Quellen zur Geschichte Regensburgs, S. 75 - 89;  
Regensburg (Mittelbayer. Druckerei u. Verlagsges.).
- ENNEN, E. & JANSSEN, W. (1979): Deutsche Agrargeschichte. – Vom Neolithikum bis zur Schwelle des  
Industriezeitalters (= Wissenschaftliche Paperbacks 12). – 272 S.; Wiesbaden.
- ERGA, K. (1960): Das Ruhrgebiet des Mittelalters. – Oberpfälzer Heimat, 5: 7 - 25; Weiden.
- EWALD, K.C. (1996): Traditionelle Kulturlandschaften – Elemente und Bedeutung. – In: KONOLD, W.  
(Hrsg.): Naturlandschaft – Kulturlandschaft: Veränderung der Landschaften nach der  
Nutzbarmachung durch den Menschen: 99 - 119; Landsberg.
- FAO-UNESCO (1988): Soil map of the world; revised legend. – World Soil Research Report, 60: 119 S.; Paris
- FIGGE, B. (2002): Geomorphologische Reliefanalyse und sedimentologisch-pedologische Untersuchungen zu  
anthropogenen Veränderungen der Landschaft auf dem Schloßberg bei Kallmünz / Oberpfalz. – 91  
S. u. Anhang; unpubl. Diplomarbeit Univ. Regensburg.
- FILZER, P. (1952): Die vorgeschichtliche Besiedlung der Hochfläche der schwäbischen Alb in ihren  
Beziehungen zu Boden und Vegetation – Zur Kritik der Steppenheidentheorie. – Erdkunde, 6: 21 -  
26; Kleve.
- FIRBAS, F. (1949/1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd.1:  
Allgemeine Waldgeschichte, 480 S., Bd.2: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften, 256 S.; Jena  
(Fischer).
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. – 228 S.; Darmstadt  
(Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- FOELLMER, A., HOPPE, A. & DEHN, R. (1997): Anthropogene Schwermetallanreicherungen in holozänen  
Auensedimenten der Möhlin (südlicher Oberrheingraben). – Geowissenschaften, 15 (2): 61 - 66.



- FRENZEL, B. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (= Erdwissenschaftliche Forschung, 13): 297 - 322; Wiesbaden.
- FRENZEL, B. (Hrsg.)(1992): European climate reconstructed from documentary data: methods and results. – Paläoklimaforschung, 6: 309 S.; Stuttgart, Jena, New York (Fischer).
- FREUDENBERGER, W. (1996): Tektonik: Deckgebirge nördlich der Donau. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500.000, 4.Auflage: 259 - 265, München.
- FREYBERG, B. v. (1969): Tektonische Karte der Fränkischen Alb und Umgebung. – Erlanger Geologische Abhandlungen, 77: 81 S.; Erlangen.
- FREYBERG, B. v. (1974): Das geologische Schrifttum über Nordost-Bayern (1476 - 1965). – Geologica Bavarica, 70; München.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. – Frankfurter Geowiss. Arbeiten, D 4: 201 S.; Frankfurt / Main.
- FRIEDMANN, A. & MÄCKEL, R. (1998): Jungquartäre Geomorphodynamik im Zartener Becken (Mittlerer Schwarzwald). – Freiburger Geographische Hefte, 54: 113 - 127; Freiburg.
- FRISCH, A. (1998): Der Schloßberg bei Kallmünz – eine befestigte Höhensiedlung der Bronze- bis Laténezeit. – Beitr. z. Archäologie in der Oberpfalz, 2: 285 - 310; Büchenbach.
- FRÜHAUF, M. (1991): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Fremdmaterialnachweis und Decksedimentenerfassung. – Petermanns Geogr. Mitt., 135: 49 - 60; Gotha.
- FUHRMANN, R. (1999): Klimaschwankungen im Holozän nach Befunden aus Talsedimenten Mitteldeutschlands: Beiträge zur Klimageschichte und Stratigraphie des jüngeren Quartärs. – Mauritium, Naturkundliches Museum, 1999: 63 S.; Altenburg.
- FÜCHTBAUER, H.(Hrsg.)(1988): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. gänzlich neu bearbeitete Aufl.: 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GAIDA, R.; RADTKE, U.; BECK, G.; SAUER, K.H. & ANDRES, W.(1993): Geochemisch – Pedologische Detailanalyse eines Wuppersedimentes bei Leichlingen (Bergisches Land, Rheinland) unter besonderer Berücksichtigung der Bindungsformen der Schwermetalle. – In: RADTKE, U. (Hrsg.)(1993): Untersuchungen zur Schwermetallverteilung und Dynamik in rezenten Böden, Flußsedimenten, Mooren und Kinderspielplätzen; Düsseldorfer Geographische Schriften, 31: 169 - 202; Düsseldorf.
- GAMPER, M. (1991): Solifluktuationsphasen im Holozän der Alpen. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre. – Paläoklimaforschung, 1: 79 - 86; Stuttgart u.a..
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. – Geographica Helvetica, 37: 105 - 114; Bern u. Zürich.
- GEBHARDT, H., KING, M. T. & MEYER, B. (1969): Mineralogisch-chemische Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung in Kalkstein-Rotlehm und fossilem Laterit in Nordhessen. – Göttinger Bodenkundl. Ber., 9: 65 - 124; Göttingen.
- GERLACH, S. (1995): Der Eiersberg – Eine Höhensiedlung der vorrömischen Eisenzeit und ihre Stellung in der Siedlungslandschaft zwischen Rhön und Thüringer Wald. – Materialh. Bayer. Vorgesch., A 69: 136 S. + Anhang; Kallmünz (Laßleben).

- GEYH, M.A. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – 276 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- GLASER, B. (1999): Eigenschaften und Stabilität des Humuskörpers der „Indianerschwarzerden“ Amazoniens. – Bayreuther Bodenkundliche Berichte, 68: 196 S.; Bayreuth.
- GLASER, B.; HAUMAIER, L.; GUGGENBERGER, G. & ZECH, W. (1998): Black carbon in soils: the use of benzenecarboxylic acids as specific markers. – Organic Geochemistry, 29: 811 - 819; Oxford u. Frankfurt.
- GLASER, B.; GUGGENBERGER, G.; HAUMAIER, L. & ZECH, W. (1999): Der Beitrag von pyrogenem Kohlenstoff zur organischen Substanz der Indianerschwarzerden (Terra Preta) Amazoniens. – Mitt. d. Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft, 91/1: 335 - 338; Göttingen.
- GLASER, B.; BALASHOV, E.; HAUMAIER, L.; GUGGENBERGER, G. & ZECH, W. (2000): Black carbon in density fractions of anthropogenic soils of the Brazilian Amazon region. – Organic Geochemistry, 31: 669 - 678; Oxford u. Frankfurt.
- GLASER, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas. 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. – 227 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- GOLDENBERG, G. (1990): Die Schlacken und ihre Analysen – Relikte der Metallgewinnung und Metallverarbeitung. – In: STEUER, H. (Hrsg.): Erze, Schlacken und Metalle. – Freiburger Universitätsblätter, 109: 147 - 172; Freiburg.
- GOLDENBERG, G. (1993): Frühe Umweltbelastungen durch Bergbau und Hüttenwesen. – In: STEUER, H. & ZIMMERMANN, U. (Hrsg.)(1993): Alter Bergbau in Deutschland: 107 - 113; Stuttgart (Theiss).
- GOLDENBERG, G. (1996): Umweltbeeinflussung durch das frühe Montanwesen – Beispiele aus dem Schwarzwald. – In: JOCKENHÖVEL, A. (Hrsg.)(1996): Bergbau, Verhüttung und Waldnutzung im Mittelalter – Auswirkungen auf Mensch und Umwelt. – Vierteljahrschrift für Sozial- und Wirtschaftsgeschichte, Beiheft 121: 230 - 246; Stuttgart (Steiner).
- GÖTSCHMANN, D. (1985): Oberpfälzer Eisen-Bergbau und Eisengewerbe im 16. und 17. Jahrhundert. – Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayern, 5: 259 S.; Theuern.
- GOUDIE, A. (2000): The human impact on the natural environment. – 5. ed.: 511 S.; Oxford (Blackwell).
- GRACANIN, Z. (1972): Vertikale und horizontale Verteilung der Bodenbildung auf Kalken und Dolomiten im mittleren Bereich der Alpen. – Mitt. Dtsch Bodenkundl. Ges., 15: 19 - 40; Göttingen.
- GRADMANN, R. (1898/1950): Das Pflanzenleben der Schwäbischen Alb, Bd.1; 1./4. Aufl.. – 470 S.; Stuttgart (Schwäbischer Albverein).
- GUNZELMANN, T. (1987): Die Erhaltung der historischen Kulturlandschaft – Angewandte Historische Geographie des ländlichen Raumes mit Beispielen aus Franken. – Bamberger Wirtschaftsgeographische Arbeiten, 4: 1 - 296; Bamberg.
- GUDDEN, H. (1987): Eisenerz. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Der Bergbau in Bayern. – Geol. Bavarica, 91: 25 - 35; München.
- HABBE, K. A. (1989): Der Karst der Fränkischen Alb – Formen, Prozesse, Datierungsprobleme. – In: TICHY, F. & GÖMMEL, R. (Hrsg.)(1989): Die Fränkische Alb. – Schriften des Zentralinstituts für fränkische Landeskunde und allgemeine Regionalforschung, 28: 35 - 77; Neustadt a. d. Aisch.
- HÄDRICH, F. & STAHR, K. (1992): Die Böden in der Umgebung Freiburgs. – Freiburger Geographische Hefte, 36: 129 - 195; Freiburg.
- HAMPICKE, U. (1993): Möglichkeiten und Grenzen der monetären Bewertung der Natur. – In: SCHNABL, H. (Hrsg.): Ökointegrative Gesamtrechnung: 135 - 156; Berlin (De Gruyter).

- HAMPICKE, U. (1994): Der Preis einer vielfältigen Kulturlandschaft – Ökologie und ökonomische Rahmenbedingungen. – In: LANDESZENTRALE FÜR POLITISCHE BILDUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.): Naturlandschaft – Kulturlandschaft. – Der Bürger im Staat, 44/1: 7 - 21; Stuttgart.
- HÄNSEL, B. (Hrsg.)(1998): Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas. – 576 S.; Kiel (Oetker -Voges).
- HARDING, A. (1982): Introduction: Climatic change and archaeology. – In: HARDING, A. (Hrsg.)(1982): Climatic change in later prehistory: 1-10; Edinburgh.
- HARDWICK, P. & GUNN, J. (1990): Soil Erosion in Cavernous Limestone Catchments. – In: BOARDMAN, J. FOSTER, I. & DEARING, J. (eds.)(1990): Soil Erosion on Agricultural Land: 301 - 310; New York, Toronto (Wiley & Sons).
- HARNEST, M. & SCHAUER, P. (2000): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz - Vorbericht über die archäologischen und bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse des Jahres 1999. – Archäologisches Korrespondenzblatt, 30: 513 - 525; Mainz.
- HARNEST, M. & SCHAUER, P. (2002): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz - Vorbericht über die archäologischen Untersuchungsergebnisse 1999 - 2001. – Archäologisches Korrespondenzblatt, 32: 401 - 407; Mainz.
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik, 3. überarbeitete Auflage. – 304 S.; Stuttgart (Enke).
- HARTKE, W. & RUPPERT, K. (1959): Die ergiebigen Stark- und Dauerregen in Süddeutschland nördlich der Alpen. – Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 115: 39 S., 32 Kt.; Remagen/Rhein (Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde).
- HÄUSLER W. & NIEDERBUDE, E.A. (1992): Morphologie und Alter von Böden der südlichen Frankenalb und der nichtkarbonatische Mineralbestand der Kalksteine. – Ztschr. Pflanzenernähr. Boden., 155: 391 - 399; Weinheim.
- HEGENBERGER, W. (1973): Alblehm und Löss. – In: GAUCKLER, P. & HÄRING, H. (Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000 – Erläuterungen zu Blatt Nr. 6735 Deining: S.27 - 30; München.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. – 157 S.; Stuttgart (Enke).
- HEINE, K. (1970): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. – Bonner Geographische Abhandlungen, 42: 195 S.; Bonn.
- HEINE, K., NUBER, T., NILLER, H.P. (1997): Geomorphologisch-pedologische Befunde zur Landschaftsgeschichte des Bogenbergs und des Frauenbergs in Niederbayern. – Archäologisches Korrespondenzblatt, 27: 443 - 456; Mainz.
- HEMME, H. (1970): Die Stellung der „lessivierten“ Terra Fusca in der Bodengesellschaft der Schwäbischen Alb. – 77 S.; Dissertation Universität Hohenheim.
- HENNING, F.W. (1979): Landwirtschaft und ländliche Gesellschaft in Deutschland, Bd.1: 800 - 1750. – 287 S.; Stuttgart (Ulmer).
- HERRMANN, F. (1960): Das untere Naabgebiet bei Regensburg, ein altsteinzeitliches Siedlungszentrum. – Acta Albertina Ratisbonensia, 23, H.1: 46-104; Regensburg.
- HILGART, M. (1995): Die geomorphologische Entwicklung des Altmühl- und Donautales im Raum Dietfurt - Kehlheim - Regensburg im jüngeren Quartär. – Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 242: 337 S.; Trier (Selbstverlag der Deutschen Akademie f. Landeskunde).
- HILL, W. E. & RUNNELS, R.T. (1960): Versene, new tool for study of carbonate rocks. – Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 44: 631 - 632; Tulsa, Oklahoma.
- HILLER, D. & MEUSER, H. (1998): Urbane Böden. – 161 S.; Berlin, New York (Springer).

- HILZ, M. (2001): Geomorphologische Untersuchungen zum anthropogenetischen Relief und Bodenerosion am Schloßberg bei Kallmünz. – 83 S.; unpubl. Diplomarbeit Universität Regensburg.
- HINRICH, H. & HERRMANN, A. (1990): Praktikum der analytischen Geochemie. – 669 S.; Berlin, Heidelberg, NY (Springer).
- HJULSTRÖM, F. (1935): Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. – Bulletin of the Geological Institute, University of Uppsala, 25: 221 - 527.
- HÖFLE, J. (1919): Bodenbildungen auf Frankendolomit und Albüberdeckung in der Umgebung von Kipfenberg. – Mitt. Geogr. Gesellsch. München, 13, H. 1: 15 - 54.
- HOHENESTER, A. (1989): Zur Flora und Vegetation der Fränkischen Alb. – in: TICHY, F. & GÖMMEL, R. (1989) (Hrsg.): Die Fränkische Alb. – Schriften des Zentralinstituts fürfränkische Landeskunde und allgemeine Regionalforschung, 28: 77 - 95; Neustadt a. d. Aisch.
- HÖHNSCHIEDT, S. (1997): Böden und Kolluvien im Umfeld einer bandkeramischen Siedlung bei Vaihingen/Enz. – Stuttgarter Geograph. Studien, 126: 51 - 65; Stuttgart.
- HOLLIDAY, V. T. (1989): Paleopedology in Archaeology. – Catena, Suppl. Bd., 16: 187 - 206; Cremlingen.
- IGL, M. (2000): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschafts-genese im mittleren Werratal unter besonderer Berücksichtigung von Subrosionssenken. – 227 S.; Dissertation Universität Jena.
- JACOMET, S. & KREUZ, A. (1999): Archäobotanik. Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations- und agrargeschichtlicher Forschung. – 368 S.; Stuttgart (UTB für Wissenschaft, Verl. Eugen Ulmer).
- JANKE, W. (2000): Die Pollen- und Sporenanalyse – Ein Hilfsmittel zu Alters-, Vegetations-, Klima-, und Milieuaussagen jungquartärer Sedimente. – In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K.; BORK, H. R. (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie: 369 - 380; Stuttgart (Klett-Perthes).
- JANSSEN, W. (1993): Der Bullenheimer Berg. – In: DANNHEIMER, H. & GEBHARD, R. (Hrsg.): Das Keltische Jahrtausend. – Ausstellungskatalog Prähistorische Staatssammlung, 23: 75 - 82; Mainz (von Zabern).
- JÄGER, H. (1987): Entwicklungsprobleme europäischer Kulturlandschaften. – 280 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- JÄGER, K. D. (1965): Holozäne Binnenwasserkalke und ihre Aussage für die nacheiszeitliche Klima- und Landschaftsentwicklung im südlichen Mitteleuropa – Grundlagen und Grundzüge einer vergleichenden Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung Thüringens. – 399 S., 2 Bde.; Jena.
- JÄGER, K. D. & LOZEK, V. (1968): Beobachtungen zur Karbonatdynamik in der holozänen Wärmezeit. – Ceskoslovensky Kras, 19: 7 - 22; Prag.
- JÄGER, K. D. & LOZEK, V. (1978): Umweltbedingungen und Landesausbau während der Urnenfelderbronzezeit in Mitteleuropa. – In: COBLENZ, W. & HORST, F. (Hrsg.): Mitteleuropäische Bronzezeit: 211 - 227; Berlin (Akademie Verlag).
- JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993): Tonminerale und Tone. – 490 S.; Darmstadt (Steinkopf).
- JOCKENHÖVEL, A. (1993) Eisengewinnung im Mittelgebirgsraum. – In: STEUER, H. & ZIMMERMANN, U. (Hrsg.) (1993): Alter Bergbau in Deutschland: 70 - 74; Stuttgart: (Theiss).
- JOCKENHÖVEL, A. (Hrsg.) (1996): Bergbau, Verhüttung und Waldnutzung im Mittelalter - Auswirkungen auf Mensch und Umwelt. – Vierteljahrschrift für Sozial- und Wirtschaftsgeschichte, Beiheft 121: 298 S.; Stuttgart (Steiner).
- JOCKENHÖVEL, A. (1997): Agrargeschichte der Bronzezeit und vorrömischen Eisenzeit (von ca. 2200 v. Chr. bis Christi Geburt). – In: HENNING, F.W. (Hrsg.): Deutsche Agrargeschichte – Vor- und Frühgeschichte: 141-257; Stuttgart.

- JOCKENHÖVEL, A. (1998): Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas: Einführung in die Thematik. – In: HÄNSEL, B. (Hrsg.)(1998): Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas: 27 - 48; Kiel (Oetker-Voges).
- JÜLICH, T. (1995): Bodenerosion im Bereich der Paderborner Hochfläche. – In: RUNGE, J (Hrsg.): Waldschäden und Bodenerosion. – Paderborner Geographische Studien, 8: 57 - 119; Paderborn.
- KALIOGANIDIS, K. (1981): Geologische Untersuchungen zur Flußgeschichte der Naab (NO - Bayern. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 40: 203 S.; Köln.
- KALIOGANIDIS, K. & BRUNNACKER, K. (1983): Der Albenreuther Schotter und seine Bedeutung für die Landschaftsgenese von Nordost-Bayern. – Ztschr. f. Geomorph, N. F., 27: 65 - 91; Berlin u. Stuttgart.
- KALLINICH, J. (1999): Verbreitung, Alter und geomorphologische Ursachen von Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb auf der Grundlage von Detail- und Übersichtskartierungen. – Tübinger Geowiss. Arb., D 4: 166 S., 42 Abb., 32 Tab.; Tübingen.
- KALK, E. & MEYER, B. (1960): Progressive Bio-Opal - Quarz-Umwandlung bei der Terra Fusca-Entstehung aus Kalkgestein. – Zeiss Mitt., 2: 103 - 112; Jena.
- KARRENBURG, H. (1968): Niederschlagsintensität und Erosion im Karstgebiet von Paderborn bei dem Unwetter vom 16.6.1965. – Fortschritt Geol. Rheinland und Westfalen, 16: 41 - 64; Krefeld.
- KEMPA, M. (1991): Antike Eisenverhüttung auf der Ostalb. – Archäolog. Informat. aus Baden - Württemberg, 20: 11 - 34; Stuttgart.
- KILLERMANN, W. (1972): Landschaftsökologische und vegetationskundliche Untersuchungen in der Frankenalb und im Falkensteiner Vorwald. – Dissertationes Botanicae, 19; Lehre (Cramer).
- KLAUS, D. (1980): Natürliche und anthropogene Klimaänderungen und ihre Auswirkungen auf den wirtschaftenden Menschen. – 47 S.; Paderborn (Schöningh) u. München (Blutenburg).
- KLEBER, A. (1992): Periglacial slope deposits and their pedogenic implications in Germany. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 99: 361 - 371; Amsterdam.
- KLEBER, A. (1997): Coverbeds as soil parent materials in midlatitude regions. – Catena, 30: 197 - 213; Amsterdam.
- KNAUER, A. (1961): Ortsgeschichte Kallmünz. – 222 S.; Kallmünz (Laßleben).
- KNIPPING, M. (2000): Pollenanalytische Untersuchungen an einem Profil aus dem Ottmaringer Tal (Südliche Frankenalb). – Quartär, 51/52: 211-227; Saarbrücken.
- KOEHLER, G. (1995): Ermittlung maßgebender Hochwasserereignisse in Karstgebieten am Beispiel des Egau-Gebietes (Schwäbische Alb). – Berichte Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft, 4: 1 - 108 ; Universität Kaiserslautern.
- KOHLER, E. E. & KÖSTER, H. M. (1976): Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie kretazischer Glaukonite. – Clay Mineralogy, 11: 273 - 302; London.
- KOSSACK, G. (1995a): Mitteleuropa zwischen dem 13. und 8. Jahrhundert v. Chr. Geb. - Geschichte, Stand und Probleme der Urnenfelderforschung. – In: ERBACH, M (Hrsg.): Beiträge zur Urnenfelderzeit nördlich und südlich der Alpen. – Monographie RGZM, 35: 1 - 64; Mainz.
- KOSSACK, G. (1995b): Kulturlandschaft und Naturkatastrophe – Bäuerliche Verhaltensweisen in prähistorischer Vergangenheit. – Siedlungsforschung: Archäologie - Geschichte - Geographie, 13: 31-50; Bonn.
- KOWARIK, I. (1987): Kritische Anmerkungen zum theoretischen Konzept der potenziellen natürlichen Vegetation mit Anregungen zu einer zeitgemäßen Modifikation. – Tüxenia, 7: 53 - 68; Göttingen.

- KRAUSS, E. (1922): Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. – *Geognost. Jh.*, 34: 169-222; München u. Kassel.
- KRETZSCHMAR, R. (1996): Kulturtechnisch-bodenkundliches Praktikum – Ausgewählte Labor- und Feldmethoden, 9. Aufl., Bd.1 & 2: 972 S.; Universität Kiel (Selbstverlag).
- KREUZ, A. (1990): Die ersten Bauern Mitteleuropas. – *Analecta Praehistorica Leidensia*, 23: 200 S. u. Katalog; Leiden.
- KUBIENA, W. L. (1944): Der Kalksteinbraunlehm (Terra Fusca) als Glied der Entwicklungsserie mitteleuropäischer Rendzinen. – *Ztschr. Bodenk. Pflanzenern.*, 35: 22 - 45; Weinheim.
- KUBIENA, W. L. (1948): Entwicklungslehre des Bodens. – 215 S.; Wien (Springer).
- KUBIENA, W. L. (1970): Micromorphological features of soil Geography. – 254 S.; New Brunswick (Rutgers).
- KUBIENA, W. L. (1986): Grundzüge der Geopedologie und der Formenwandel der Böden. – 128 S.; Wien (Österreichischer Agrarverlag).
- KUHN, K. (1991): Paläoböden auf der Schwäbischen Alb – Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte und zum Verständnis des heutigen Bodenmusters. – 134 S.; Diss. Univ. Stuttgart.
- KÜHN, P. & SCHMIDGALL, J. (in Vorber.): Eigenschaften und anthropogene Beeinflussung der Terra Fusca von Kallmünz (Fränkische Alb, Bayern) im Spiegel pedogenetischer Untersuchungen (Standardanalyse, Situmetrie, Tonmineralogie, Mikromorphologie).
- KÜNNE, H. (1969): Laubwaldgesellschaften der Frankenalb. – *Dissertationes Botanicae*, 2: 177 S.; Lehre (Cramer).
- KÜNNE, H. (1993): Waldgesellschaften im Naabtal. – In: SCHÖNFELDER, P. (1993): Exkursionsführer zu 43. Jahrestagung der Floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft vom 4 - 7 Juni 1993 in Regensburg: 45 - 64; Regensburg.
- KÜSTER, H. (1995): Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa von der Eiszeit bis zur Gegenwart. – 424 S.; München (Beck).
- KÜSTER, H. (1998): Auswirkungen prähistorischen Siedelns auf die Geschichte der Wälder. – *Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie*, 5: 23-40; Regensburg.
- LABOR FÜR ARCHÄOBOTANIK (Hrsg.) (2000): Archäobotanik, ein Leitfaden für Ausgrabende. – 23 S.; Köln (Institut für Ur- und Frühgeschichte).
- LANG, A. (1995): Lumineszenzdatierungen holozän umgelagerter Sedimente im Kraichgau. – In: BIEL, J. (Hrsg.): Anthropogene Landschaftsveränderungen im prähistorischen Südwestdeutschland. – Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Archäologische Informationen aus Baden-Württemberg, 30:23 - 26; Stuttgart.
- LANG, A. & HÖNSCHIEDT, S. (1999): Age and source of colluvial sediments at Vaihingen - Enz, Germany. – *Catena*, 38: 89 - 107; Cremlingen.
- LANG, A. & NOLTE, S. (1999): The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and <sup>14</sup>C dating. – *The Holocene*, 9: 207 - 214; London.
- LANG, A. & WAGNER, G. (1996): Infrared stimulated luminescence dating of archaeosediments. – *Archaeometry*, 38: 129 - 141; Oxford.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas – Methoden und Ergebnisse. – 462 S.; Jena u.a. (Fischer).
- LAMB, H. H. (1989): Klima und Kulturgeschichte: Der Einfluss des Wetters auf den Gang der Geschichte. – 448 S.; Reinbek bei Hamburg (Rowohlt).

- LASSLEBEN, J.B. (1978): Kallmünz – Die Perle des Naabtals. – 6. unver. Aufl.: 80 S.; Kallmünz (Laßleben).
- LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden in der Geomorphologie. – 446 S.; Berlin und New York (Springer).
- LESSMANN, U. & ZAKOSEK, H. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen an Smonicen und Rheintal-Tschernosemen des nördlichen Oberrheintales. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 38: 525 - 530; Göttingen.
- LESSMANN- SCHOCH, U.; KAHRER, R. & BRÜMMER, G. (1991): Pollenanalytische und <sup>14</sup>C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lössbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand). – Eiszeitalter und Gegenwart, 38: 16 - 25; Stuttgart.
- LINKE, W. (1977): Boden und Vegetation als bestimmende Faktoren der frühesten Siedlungsräume in Mitteleuropa. – Ber. z. dt. Landeskunde, 51: 29 - 40; Bad Godesberg.
- LIPPERT, H. (1973): Die Oberflächenformung des Karstes der Mittleren Frankenalb, unter besonderer Berücksichtigung der Kuppenalb – ein morphologischer und pedologischer Beitrag. – 173 S.; Dissertation Universität Erlangen.
- LITT, T. (1986): Stratigraphische Belege für anthropogen ausgelöste Bodenverlagerungen. – 110 S., 41 Beil.; Dissertation Universität Greifswald.
- LITT, T. (1988): Stratigraphische Belege für anthropogen ausgelöste Bodenverlagerungen vom Neolithikum bis zur frühen Eisenzeit im circumherzynen Raum. – Ethnogr. Archäol. Ztschr., 29: 129 - 137; Berlin.
- LITT, T. (1992): Investigations on the extent of early Neolithic settlement in the Elbe – Saale region and its influence on the natural environment. – In: FRENZEL, B. (ed.): Evaluation of land surfaces cleared from forest by prehistoric man in early Neolithic times and the time of migrating German tribes. – Paläoklimaforschung, 8: 83 - 91; Stuttgart.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – Relief, Boden, Paläoklima, 3: 150 S.; Berlin (Bornträger).
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie, Bd. 1. – 814 S.; Berlin, New York (De Gruyter).
- LOZEK, V. (1980): Quarternary mollusks and Stratigraphy of the Mazarna Cave. – Ceskoslovensky Kras, 30: 67 - 81; Prag.
- LOZEK, V. (1986): Anthropogene Umweltveränderungen während der Urnenfelder-Bronzezeit, dargestellt am Beispiel mitteleuropäischer Karstlandschaften. – Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam, 20: 133-136; Potsdam.
- LOZEK, V. (1988): Slope deposition in Karst environments. – Ceskoslovensky Kras, 39: 15 - 33, Prag.
- LOZEK, V. (1998): Late Bronze Age environmental collapse in the sandstone areas of northern Bohemia. – In: HÄNSEL, B. (Hrsg.)(1998): Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas: 57 - 60; Kiel (Oetker-Voges).
- LOZEK, V. & PROSEK, P. (1956): O zminach prirodnych pomdru Jihoslovenskoho krasu v najmladzi geologicky minulosti (Über Veränderungen des Landschaftsbildes des Südslowakischen Karstes in der jüngsten geologischen Vergangenheit). – Ochrana prirody, 11: 33 - 56; Prag.
- LÜNING, J. (1988): Frühe Bauern in Mitteleuropa im 6. und 5. Jahrtausend v.Chr. – Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, 35: 27 - 93; Mainz.
- LÜNING, J. (1996): Erneute Gedanken zur Benennung der neolithischen Perioden. – Germania, 74: 233 - 237; Mainz.

- LÜNING, J. (1997): Anfänge und frühe Entwicklung der Landwirtschaft im Neolithikum (5500 - 2200 v. Chr.). – In: HENNING, F.W. (Hrsg.): Deutsche Agrargeschichte – Vor- und Frühgeschichte: 15-140; Stuttgart.
- LÜNING, J. (2000): Steinzeitliche Bauern in Deutschland – die Landwirtschaft im Neolithikum. – Seminar für Vor- und Frühgeschichte d. Univ. Frankfurt a. M., 58: 47 - 191; Bonn.
- LÜNING, J.; SCHIRMER, W. & JOACHIM, H. E. (1971): Eine Stratigraphie mit Befunden der Bischheimer Gruppe, der Michelsberger Kultur und der Urnenfelderkultur in Kärlich, Kr. Koblenz. – Prähist. Ztschr., 46: 37 - 101; Berlin.
- LUTZ, J. (1941): Die ehemaligen Eisenhämmer und Hüttenwerke und die Waldentwicklung im nordöstlichen Bayern. – Mitt. Forstwirtsch. u. Forstwiss., 12: 277 - 294; Hannover.
- MÄCKEL, R. (1998a): Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren – Allgemeine Projektbeschreibung und Forschungstätigkeit der Arbeitsgruppe Freiburg. – Freiburger Geographische Hefte, 54: 5 - 31; Freiburg.
- MÄCKEL, R. (1998b): Flussaktivität und Talgeschichte des Spät- und Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. – Freiburger Geographische Hefte, 54: 31 - 50; Freiburg.
- MAHR, A. (1998): Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald. Untersuchungen zu Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluss auf die Pedogenese. – Regensburger Geographische Schriften, 30: 326 S.; Universität Regensburg (Selbstverlag).
- MARKT KALLMÜNZ (Hrsg.)(1983): 1000 Jahre Kallmünz, 983 - 1983, Festschrift. – 146 S.; Kallmünz (Laßleben).
- MARSH, G. P. (1864): Man and Nature – Physical Geography as modified by Human action. – 472 S.; Cambridge (Harvard Press).
- MARZIANI, G.; CITTERIO, S. (1999): The effects of human impact on the arboreal vegetation near ancient iron melting sites in Val Gabbia, northern Italy. – Vegetation, History, Archeobotany, 8: 225 - 229; Berlin u. Heidelberg.
- MEHRA, O. & JACKSON, M. (1960): Iron oxid removal from soil and clays by dithionit-citrate system buffered with sodium bicarbonat. – Clays and Clay Minerals, 7: 317 - 327; Oxford.
- MEYER, B. (1979): Die Entcarbonatisierungsrötung als bodengenetischer Teilprozess; Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 28: 705 - 708; Göttingen.
- MEYER, R.K.F. (1974): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits (Malm), 2. Teil: Mittlere Frankenalb. – Erlanger geol. Abh., 96: 34 S; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. (1975): Mikrofazielle Untersuchungen in Schwamm-Biohermen und -Biostromen des Malm Epsilon (Ober-Kimmeridge) und obersten Malm Delta der Frankenalb. – Geol. Bl. NO Bayern, 25: 149 - 177; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. (1977): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits und der Massenkalk (Malm), 3. Teil: Südliche Frankenalb. – Erlanger geol. Abh., 104: 40 S; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. (1996): Tertiär in Nordost-Bayern. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500.000, 4.Auflage: 130 - 137; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1987): Der Jura in neuen Bohrungen in der Umgebung von Regensburg. – Geologische Blätter NO-Bayern, 37: 185 - 216; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1995): Rund um Regensburg. – Wanderungen in die Erdgeschichte, 7: 128 S.; München (Pfeil)
- MOLL, W. (1970): Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schottern und Geschieben. – Freiburger Bodenkundliche Abh., 3: 180 S.; Freiburg.



- MOORE, P. (1991): Holocene paludification and hydrological changes as climate proxy data and methods for quantitative climate reconstruction. – In: FRENZEL, B. (ed.): Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene. – Paläoklimaforschung, 6: 255 - 269; Stuttgart u.a..
- MOORE, P.; WEBB, J. & LADSON, A. (1991): Pollen Analysis; 2<sup>nd</sup> ed. – 216 S.; Oxford / London.
- MOORE, D. & REYNOLDS, J. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. – 307 S.; Oxford.
- MOOSAUER, M. & BACHMAIER, T. (2000): Bernstorf, die versunkene Stadt aus der Bronzezeit – Die befestigte Höhensiedlung der mittleren Bronzezeit bei Bernstorf. – 111 S. Stuttgart (Theiss).
- MORTENSEN, H. (1954/1955): Die „quasinatürliche“ Obeflächenformung als Forschungsproblem. – Wissensch. Ztschr. E. M. A. - Univ. Greifswald, Math. - Naturwiss. Reihe, Jg. IV: 625 - 628; Greifswald.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2: 495 - 502; Krefeld.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1975): Relikte von Paläoböden, Spalten- und Dolinenfüllungen in carbonatischen Gesteinen der nördlichen Eifel. – Catena, Vol. 2: 95 - 106; Cremlingen.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1978): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. – Kölner Geogr. Arb., 36: 7 - 35; Köln.
- MÜLLER, M. (1961): Entwicklung von Malm und Kreide im Raum Parsberg – Kallmünz (Oberpfalz), nebst Untersuchungen über den Ablauf der jurassischen Tektonik. – Erlanger Geol. Abh., 40: 48 S., 1 geol. Kt.; Erlangen.
- MÜLLER, S. (1959): Waldrandstufen und dolinenartige Schlammtrichter als Sonderformen der Bodenerosion im Kleinen Odenwald. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver.; N.F., 41: 29 - 34; Stuttgart.
- MÜLLER, S. (1963): Bodenentwicklung aus verkarsteten Weißjurakalken in der mittleren Schwäbischen Alb. – Jh. f. Karst- u. Höhlenkunde, 4: 45 - 57; München.
- MÜLLER, S. (1974): Böden der Alb. – Blätter des Schwäbischen Albvereins, 80, 5: 131 - 135; Stuttgart u. Tübingen.
- MÜLLER, W. B. (1980): Zur morphologischen Entwicklung der fränkischen Alb im Bereich der Laber - Flüsse. – Abh. zur Karst- und Höhlenkunde, A 18: 151 S.; München.
- MUNSELL COLOR COMPANY (1994): Soil color charts, Revised Edition; Baltimore.
- NADLER, M. (1988): Urnenfelderzeitliche Deponierungen auf der Ehrenbürg, Gemeinde Wiesenthau Schlaifhausen, Landkreis Forchheim, Oberfranken. – Archäol. Jahr Bayern, 1987: 60-62; Stuttgart.
- NADLER, M. & HILGART, M. (1999): Der Beitrag geomorphologischer und bodenkundlich-stratigraphischer Untersuchungen zur Ausdeutung komplexer archäologischer Befunde – Ein Beispiel aus dem Gewerbegebiet von Greding. – Das Archäol. Jahr in Bayern, 1998: 22 - 26; Stuttgart.
- NAGL, H. (Hrsg.) (1978): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung, Festschrift für Julius Fink. – 688 S.; Wien (Hirt).
- NELLE, O. (2000): Methoden der Paläoökosystemforschung: Holzkohle-Analyse; Skript zur Blockveranstaltung an der Universität Regensburg vom 10. - 14.4.2000. – 17 S.; unpubl.
- NELLE, O. (2002): Zur holozänen Vegetations- und Waldnutzungsgeschichte des Vorderen Bayerischen Waldes anhand von Pollen- und Holzkohleanalysen. – Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges., 63: 161 – 361; Regensburg.
- NELLE, O. & SCHMIDGALL, J. (2003): Der Beitrag der Paläobotanik zur Landschaftsgeschichte von Karstgebieten am Beispiel der bronzezeitlichen Höhensiedlung von Kallmünz (südöstliche Frankenalb). – Eiszeitalter & Gegenwart, 53: 55 - 73; Stuttgart.

- NILLER, H. P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg – Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – Regensburger Geographische Schriften, 31: 429 S.; Universität Regensburg (Selbstverlag).
- NILLER, H. P. (2001): Wandel prähistorischer Landschaften. – Erdkunde, 55: 32 - 48; Kleve.
- NILLER, H. P.; HEINE, K. & NUBER, T. (1997): Prähistorische anthropogene Landschaftsveränderungen auf dem Weltenburger Frauenberg – Geomorphologische und sedimentologische Befunde. – In: RIND, M. (Hrsg.): Von Keltenkriegern und Kirchenmäusen – Archäologie im Landkreis Kehlheim 2 (1994 - 1996), S. 82 - 88; Regensburg.
- NIR, D. (1983): Man, a geomorphological agent – an introduction to anthropogenic geomorphology. – 165 S.; Jerusalem (Keter).
- NOLLAU, G. (1989): Geologie der Fränkischen Alb: Kenntnisstand und Probleme. – In: TICHY, F. & GÖMMEL, R. (Hrsg.): Die Fränkische Alb. – Schriften des Zentralinstituts für fränkische Landeskunde und allgemeine Regionalforschung, 28: 9 - 35; Neustadt a.d.Aisch.
- NUBER, T. (1996): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte des Bogenbergs bei Straubing/Niederbayern. – 106 S.; unpubl. Diplomarbeit Universität Regensburg.
- O'CONNELL, M., MOLLOY, K. & MC MAHON, H. (2001): Reconstructing prehistoric farming activity and human impact at a fine spatial resolution: palaeological investigations at Mooghaun, Co. Clare, western Ireland. – In SCHAUER, P. (Hrsg.): Beiträge zur Siedlungsarchäologie und zum Landschaftswandel. – Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, 7: 161 - 186; Regensburg.
- OLSSON, I. (1986): Radiometric dating. – In: BERGLUND, B. (Hrsg.)(1986): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology: 273 - 312; New York, Toronto (Wiley & Sons).
- OSTENDORFF, E. (1955): Die Bodenprovinzen Südwestdeutschlands. – Umschaudienst der akademischen Raumforschung und Landesplanung, 5 Jg., H. 3: 1 - 52; Hannover.
- PARRY, M. L. (1978): Climatic change, Agriculture and Settlement. – 214 S.; Hamden (Connecticut).
- PATZELT, G. (177): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (= Erdwissenschaftliche Forschung 13): 249 - 259; Wiesbaden.
- PETERS, M. (2002): Paläoökosystemforschung im Einzugsgebiet des Freisinger Dombergs. – Archäologie im Landkreis Freising, 8: 129 - 136; Freising.
- PETERS, M. & BANKUS, M. (2000): Siedlungsarchäologische und paläobotanische Untersuchungen auf dem Freisinger Domberg und seiner Umgebung. – Archäologie im Landkreis Freising 7: 57-80; Freising.
- PFEFFER, K.H. (1986): Das Karstgebiet der nördlichen Frankenalb zwischen Pegnitz und Vils. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 59: 67 - 85; Berlin u.a..
- PFEFFER, K. H. (1990): Wissenschaftliche Informationen zu Karst - Ökosystemen. – In: PFEFFER, K. H. (Hrsg.): Süddeutsche Karstökosysteme – Beiträge zu Grundlagen und praxisorientierten Fragestellungen: 1 - 34; Universität Tübingen (Selbstverlag).
- PFEFFER, K. H. (1990b): Karstmorphologie. – 131 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- PFISTER, C. (1999): Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496 - 1995). – 304 S.; Bern, u.a. (Haupt).
- PLIENINGER, (1918): Überblick über die wichtigeren Bodenarten Württembergs und deren Ursprungsgesteine. – Festschrift zur Feier d. 100 jährig. Bestehens d. Kgl. Württ. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim: 176 - 189; Stuttgart (Ulmer).

- POLLARD, A. M. (1999): Geoarchaeology – exploration, environments, resources. – 180 S.; London (Geological Society).
- PRASHUHN, V. (1991): Bodenerosionsformen und -prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 16.
- PROBST, E. (1996): Deutschland in der Bronzezeit. – 559 S; München.
- PRÖSL, K. H. (1992a): Hydrgeologische Beurteilung des Grundwassereinzugsgebietes Brunnenfeld Kallmünz der WV der Gemeinde Kallmünz, Teil II/4. – 47 S. u. Anhang; unveröffentlichtes Gutachten.
- PRÖSL, K. H. (1992b): Hydrgeologische Beurteilung des Grundwassereinzugsgebietes Brunnenfeld Rohrbach Kallmünz der WV der Gemeinde Kallmünz, Teil II/5. – 38 S. u. Anhang; unveröffentlichtes Gutachten.
- PUTZ, U. (2002): Archäologische Ausgrabungen auf dem Bogenberg, Niederbayern I – Ausgrabungsschnitte und Funde. – Regensburger Beiträge zur Prähistorischen Archäologie, 8, Bd. 1: 1 - 402, Bd. 2: 403 - 572; Regensburg (Univ.- Verlag).
- PUTZ, U. & SCHAUER, P. (2001): Der Bogenberg in Niederbayern; Vorbericht über die Untersuchungsergebnisse der Jahre 1999 - 2000. – Archäologisches Korrespondenzblatt, 31: 377 - 394; Mainz.
- RADTKE, U. (Hrsg.)(1993): Schwermetalle – Untersuchungen zur Schwermetallverteilung und -dynamik in rezenten Böden, Paläoböden, Flusssedimenten, Mooren und Kinderspielplätzen. – Düsseldorfer Geographische Schriften, 31: 266 S.; Düsseldorf.
- RAPP, G. (1998): Geoarchaeology: The earth science approach to archaeological interpretation. – 274 S.; Yale (University Press).
- RATHJENS, C. (1978): Die historische Dimension in der anthropogenen Formung der Erdoberfläche. – In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung: 459 - 467; Wien (Ferdinand Hirt).
- RATHJENS, C. (1979): Die Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluß des Menschen. – Grundzüge der anthropogenetischen Morphologie. – 160 S.; Stuttgart.
- RATZEL, F. (1909): Anthropo-Geographie, Bd. 1, 3. Aufl. – 604 S.; Stuttgart.
- REEDER, R.(1990): Crystal chemistry of the rhomboedral carbonates. – In: REEDER, R. (ed.)(1990): Carbonates – Mineralogy and Chemistry. – Reviews in Mineralogy, Vol. 11: 1 - 47; Washington.
- REHFUESS, K. E. (1990): Waldböden – Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung, 2. völlig Neubearb. u. erw. Aufl. – 294 S.; Hamburg, Berlin (Parey).
- REINECKE, P. (1917): Der Ringwall von Kallmünz. – Die Oberpfalz, 11: 77 - 81; Kallmünz.
- REINECKE, P. (1926): Die vorrömische Eisengewinnung im rechtsrheinischen Bayern. – Bayerischer Vorgeschichtsfreund; 6: 45 - 57; München.
- REINECKE, P. (1956): Der Ringwall von Kallmünz. – Die Oberpfalz, 44: 231- 241 & 248-260; Kallmünz.
- RICHTER, A. E. (1985): Geologie und Paläontologie: Das Mesozoikum der Frankenalb: vom Ries bis ins Coburger Land. – 224 S.; Stuttgart (Franckh).
- RICHTER, G. (1976): Bodenerosion in Mitteleuropa. – Wege der Forschung, 430: 559 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- RICHTER, G. (Hrsg.)(1998): Bodenerosion – Analyse eines Umweltproblems. – 264 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- RIND, M (1997): Archäologische Kulturen in Niederbayern. – In: RIND, M. (Hrsg.): Von Keltenkrieger und Kirchenmäusen – Archäologie im Landkreis Kelheim, 2 (1994 - 1996): 22 - 25; Regensburg.

- RIND, M. (1999): Höhenbefestigungen der Bronze- und Urnenfelderzeit: der Frauenberg oberhalb Kloster Weltenburg I. – Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, 6: Band 1 (Text) 395 S., Band 2 (Katalog und Tafeln) 178 S.; Regensburg.
- RITTWEGER, H. (2000): The „Black Floodplain Soil“ in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe ? – Catena, 41: 143 - 164; Cremlingen.
- ROGLER, H. & SCHWERTMANN, U. (1981): Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte Bayerns. – Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 22: 99-112; Berlin, u.a..
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1963): Über rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung. – Ztschr. f. Geomorph., N.F., 7: 120 - 146; Berlin.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän. – Göttinger Bodenkundliche Berichte, 6: 127 - 212; Göttingen.
- ROSSKOPF, M. (1989): Vegetationskundliche Untersuchungen an Laubwaldgesellschaften im Naabtal nördlich Pielenhofen. – Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges. 47, S. 55 - 90; Regensburg.
- ROTH, R. (1994): Deckschichten und Bodenentwicklung in lößbedeckten Kalksenken des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Eiszeitalter und Gegenwart, 44: 7-15; Stuttgart.
- RUPPERT, H. (1987): Natürliche Grundgehalte und anthropogene Anreicherung von Schwermetallen in Böden Bayerns. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): GLA-Fachberichte, 2: 97 S.; München.
- RUPPERT, H. & JONECK, M. (1988): Anthropogene Schwermetallanreicherungen in bayerischen Böden vor dem Hintergrund der natürlichen Grundgehalte. – BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN (Hrsg.): 60 S; München.
- RUTTE, E. (1992): Bayerns Erdgeschichte: der geologische Führer durch Bayern, 2. Aufl.. – 304 S.; München (Ehrenwirth).
- SALGER, M. (1959): Der Mineralbestand von Tonen des fränkischen Keupers und Jura. – Geologica Bavarica, 39: 69 - 95; München.
- SALGER, M. & SCHMIDT-KALER, H. (1975): Sedimentpetrographische Gliederung der Lehme auf der Fränkischen Alb. – Geologica Bavarica 74: 151 - 161; München.
- SAUERBORN, P. (1994): Die Erosivität der Niederschläge in Deutschland: ein Beitrag zur quantitativen Prognose der Bodenerosion durch Wasser in Mitteleuropa. – Inst. für Bodenkunde, 1994: 189 S.; Bonn.
- SCHAEFER, I. (1957): Zur Terminologie der Kleinformen unseres Ackerlandes. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 101: 194-199; Gotha.
- SCHAUER, P. (1993): Befestigte Höhen der Urnenfelderzeit und Eisenzeit in Süddeutschland; in: DANNHEIMER, H & GEBHARD, R. (Hrsg.): Das Keltische Jahrtausend, Ausstellungskatalog Prähistorische Staatssammlung: 62 - 74; Mainz (von Zabern).
- SCHAUER, P. (1995): Stand und Aufgaben der Urnenfelderforschung in Süddeutschland. – In: ERBACH, M (Hrsg.): Beiträge zur Urnenfelderzeit nördlich und südlich der Alpen. – Monographie RGZM, 35: 121 - 199; Bonn.
- SCHAUER, P. (2001)(Hrsg.): Beiträge zur Siedlungsarchäologie und zum Landschaftswandel; Ergebnisse zweier Kolloquien in Regensburg, 9.-10. Oktober 2000; 2.-3. November 2000. – 287 S., Universität Regensburg, Lehrstuhl für Vor- und Frühgeschichte, DFG-Graduiertenkolleg 462 „Paläoökosystemforschung und Geschichte“, Regensburg (Univ.-Verl.), Bonn (Habelt).

- SCHEFFER, F. & MEYER, B. (1963): Berührungspunkte der archäologischen und bodenkundlichen Forschung. – Neue Ausgrabungen und Forsch. in Nieders., 1: 1 - 18; Neumünster.
- SCHEFFER, F., WELTE, E., MEYER, B. (1960): Die Rendsinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaften (Leine - Weser - Bergland), 1. Mitteilung: Genese und Verbreitungsbedingungen der Rendsinen. – Ztschr. f. Pflanzenernährung und Bodenkunde, 90, H. 1/2: 18 - 36; Weinheim.
- SCHEFFER, F., WELTE, E., MEYER, B. (1962): Die Rendsinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaften (Leine - Weser - Bergland), 2. Mitteilung: Fraktur, Nichtcarbonatgehalt und spezifische Auflösungsgeschwindigkeit des Kalkgesteins als bestimmende Größen der Bodenentwicklungsgeschwindigkeit. – Ztschr. f. Pflanzenernährung und Bodenkunde, 98, H. 1: 1 - 16; Weinheim.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Aufl. / neu bearb. und erw. von Hans-Peter Blume. – 593 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHEFZIK, M. (1999): Ein urnenfelderzeitlicher Brunnen mit Opferfunden aus Germering. – Das Archäol. Jahr in Bayern, 1998: 30 - 33; Stuttgart.
- SCHELL, K. (1998): Differenzierung und Charakterisierung kolluvialer Archive anhand von Schwermetallen in einer prähistorischen Siedlungskammer im Nördlinger Ries. – 120 S.; Tübingen (Schwäbische Verl.-Ges.).
- SCHERL, A. (1960): Die Pfalzneuburgische Landesaufnahme unter Philipp Ludwig – Zum 350. Todestag des Kartographen Christoph Vogel. – Archivalische Zeitschrift, 56, S. 84 - 105; Köln u.a..
- SCHUEERER, M. (1993): Einführung in das Exkursionsgebiet. – In: SCHÖNFELDER, P. (1993): Exkursionsführer zu 43. Jahrestagung der Floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft vom 4 - 7 Juni 1993 in Regensburg, S. 11 - 34; Regensburg.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. – Geologie, 11: 428 - 460; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geologisches Jahrbuch, A 71; S. 11 - 43; Stuttgart.
- SCHLICHTING, E. (1993): Einführung in die Bodenkunde. – 3. Aufl.: 131 S.; Hamburg (Parey). (= Pareys Studentexte, 58).
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H. P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. – 209 S.; Hamburg u. Berlin.
- SCHLICHTING, E.; BLUME, H. P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum, 2. neubearb. Aufl.: 295 S.; Berlin, Wien (Blackwell)(= Pareys Studentexte, 81).
- SCHMID, G. (1962): Über Parabraunerden mit Blutlehmcharakter aus diluvialen Schotter und Moränenablagerungen Südbayerns. – Ztschr. f. Pflanzenern. u. Bodenk., 99: 21-36; Weinheim.
- SCHMID, H. (1982): Die Forschungsbohrung Kallmünz 1982. – Geologica Bavarica, 83: 163 - 165; München.
- SCHMIDGALL, J. (1997): Rund um den Widderstein: Geomorphologische Untersuchungen im hinteren Kleinen Walsertal (Vorarlberg) mit geomorphologischer Kartierung im Maßstab 1:10.000. – 78 S. u. Anh.; unpubl. Magisterarbeit Universität Heidelberg.
- SCHMIDGALL, J. (2001): Paläoökologisch-bodenkundliche Untersuchungen zum anthropogen induzierten Landschaftswandel am Schloßberg Kallmünz (Naabtal, Fränkische Alb) – Poster & Abstract. – In: SCHAUER, P. (Hrsg.)(2001): Beiträge zur Siedlungsarchäologie und zum Landschaftswandel. – Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, 7: 15; Regensburg.
- SCHMIDTHÜSEN, J. (1964): Was ist eine Landschaft? – Erdkundliches Wissen, 9: 7 - 21; Stuttgart.
- SCHMIDT-KALER, H. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 - Blatt Nr. 7136 Neustadt an der Donau. – 167 S.; München.

- SCHMIDT-KALER, H. (1985): Der Lias in neuen Kernbohrungen unter der südöstlichen Frankenalb. – Geol. Jb., A 87: 5 - 13; Stuttgart.
- SCHMIDT-LORENZ, R. (1957): Ein Beitrag zur Kenntnis der Terra Fusca im südniedersächsischen Bergland. – 107 S.; Dissertation Universität Göttingen.
- SCHNEIDER, H. (1983): Kallmünz und seine Bedeutung für das Umland bis in die Zeit um 1800. – In: MARKT KALLMÜNZ (Hrsg.): 1000 Jahre Kallmünz: 9 - 44; Kallmünz (Laßleben).
- SCHOCH, W. (1986): Wood and charcoal analysis. – In: BERGLUND, B. (Hrsg.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology: 619 - 626; Chicester, New York, Toronto: (Wiley & Sons).
- SCHOLZ, G. (1969): Die Schlufflehme der mittleren schwäbischen Alb – Aufbau, Entstehung, Alter, ihre Bodenbildung und Verzahnung mit dem Albkörper. – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart, Neue Folge, 60: 202 S.; Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C. - D. (1979): Klimaschwankungen. – Verständliche Wissenschaft, 115: 181 S.; Berlin (Springer).
- SCHÖNWIESE, C. - D. (1992): Klima im Wandel: Tatsachen, Irrtümer, Risiken; mit einer aktuellen Dokumentation. – 222 S.; Stuttgart (Dt. Verl.-Anst.).
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1995): Klimaänderungen: Daten, Analysen, Prognosen. – 224 S.; Berlin u.a. (Springer).
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S.; Stuttgart (Schweizerbarth).
- SCHULTE, A. & STUMBÖCK, M. (2000): Sedimentologische Befunde für den neolithischen und bronzezeitlichen Landschaftswandel im Hegau, SW Deutschland – Erste Ergebnisse. – Ztschr. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., 121: 151 - 169; Berlin.
- SCHWARZ, G. (1994): Die Ehrenbürg. – 36 S., Heimatbeilage zum amtlichen Schulanzeiger des Regierungsbezirkes Oberfranken; Bayreuth (Regierung v. Oberfranken).
- SCHWARZ, K., TILLMANN, H. & TREIBS, W. (1964): Die Eisenerze der Oberkreide als Grundlage des keltischen Eisenerzbergbaus auf dem Michelsberg bei Kelheim. – Geologica Bavarica, 53: 129 - 134; München.
- SCHWARZ, K., TILLMANN, H. & TREIBS, W. (1965/66): Zur spätlatènezeitlichen und mittelalterlichen Eisenerzgewinnung auf der südlichen Frankenalb bei Kehlheim. – Jahresberichte d. Bayerischen Bodendenkmalpflege, 6 A: 35 - 66; Bonn.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit: eine Einführung in die Paläoklimatologie. – 380 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHWEINGRUBER, F. (1976): Prähistorisches Holz: Die Bedeutung v. Holzfunden aus Mitteleuropa f. d. Lösung archäologischer u. vegetationskundl. Probleme. – Academica Helvetica, 2: 106 S.; Bern (Haupt).
- SCHWEINGRUBER, F. (1990): Mikroskopische Holzanatomie: Formenspektren mitteleuropäischer Stamm- und Zweighölzer zur Bestimmung von rezentem und subfossilem Material. – 3. Aufl.: 226 S.; Teufen (Flück-Wirth).
- SCHWERDTFEGER, G. (1997): Klassifizierung Anthropogener Böden. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 84: 61 - 64; Göttingen.
- SCHWERTMANN, U., MURAD, E., SCHULZE, D. G. (1982): Is there holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas. – Geoderma, 27: 209 - 223; Amsterdam.
- SEIBERT, P. (1968): Übersichtskarte der natürlichen Vegetationsgebiete von Bayern 1:500.000 mit Erläuterungen. – Schriftenreihe f. Vegetationskunde, 3: 84 S.; Bad Godesberg.
- SEILER, W. (1983): Quantitativer Vergleich des Erosionsverhaltens eines winterlichen Dauerniederschlags und eines sommerlichen Starkregens. – Bulletin der Schweizerischen Bodenkundlichen Gesellschaft, 4: 28 - 35; Basel.

- SEMMEI, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – 133 S.; Frankfurt/M. (Kramer).
- SEMMEI, A. (1978): Böden und Bodenkunde in der Geomorphologischen Forschung. – In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung: 511 - 521; Wien (Hirt).
- SEMMEI, A. (1991): Relief, Gestein, Boden. – 148 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SEMMEI, A. (1995): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8000 BP im Rhein - Main - Gebiet. – Archäologisches Korrespondenzblatt, 25: 157 - 163; Mainz.
- SEMMEI, A. (1996a): Bodenerosion und oberflächennaher Untergrund. – Heidelberger Geographische Arbeiten (Festschrift für Dietrich Barsch), 104: 251 - 258; Heidelberg.
- SEMMEI, A. (1996b): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland, 5. Aufl.: 199 S.; Stuttgart.
- SENDTKO, A. (1992): Die Flora und Vegetation der Kalkmagerrasen am Schloßberg und Hutberg bei Kallmünz. – 138 S.; unveröff. Diplomarbeit Universität Regensburg.
- SENDTKO, A. (1993): Die Flora und Vegetation der Kalkmagerrasen am Schlossberg und Hutberg bei Kallmünz. – Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges., 54: 393 - 454; Regensburg.
- SEUFFERT, O. (1998): Zukunftsperspektiven der Bodenerosionsforschung. – In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion: 152 - 168; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- SEUFFERT, O.; HERRIG, K.; OLLESCH, G. & BUSCHE, D. (1999): REI – An integrated Rainfall Erosivity Index for assessing and correlating rainfall structure, runoff and erosion. – Geoökodynamik, 20, H. 1/2: 1 - 54; Bensheim, Darmstadt.
- SIEBERT, A. (1955a): Die Landschaft – Begriff und Wesen. – Umschaudienst des Forschungsausschusses „Landschaftspflege und Landschaftsgestaltung“ der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, 5. Jg., H. 2: 11 - 39; Hannover.
- SIEBERT, A. (1955b): Definitionen der Landschaft seit 1805 bis heute. – Umschaudienst des Forschungsausschusses „Landschaftspflege und Landschaftsgestaltung“ der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, 5. Jg., H. 2: 40 - 93; Hannover.
- SIMON, K. (1990): Altbronzezeitliche Höhensiedlungen in Sachsen. – In: CHROPOVSKÝ, B. (Hrsg.): Beiträge zur Geschichte und Kultur der mitteleuropäischen Bronzezeit, 2: 421 - 428; Berlin/Nitra.
- SKOWRONEK, A. (1979): Die Terra Rossa in Spanien und ihre Bedeutung für klimageomorphologische Fragestellungen. – Ztschr. Geomorph. N. F., Suppl. Bd., 33: 135 - 142; Berlin.
- SMETTAN, H. (1993): Wie der Mensch die Pflanzendecke des Albuchs veränderte – Pollenanalytische Ergebnisse zum Einfluss des vor- und frühgeschichtlichen Menschen auf die Umwelt. – Karst und Höhle, 1993: 333 - 344; München.
- SMETTAN, H. (1995): Archäoökologische Untersuchungen auf dem Albuch. – Forschungen und Berichte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg, 55: 37 - 146; Stuttgart (Theiss).
- SMOLIKOVA, L. & LOZEK, V. (1962): Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. – Eiszeitalter und Gegenwart, 13: 157 - 177; Stuttgart.
- SMOLLA, G. (1954): Der Klimasturz um 800 v. Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Südwestdeutschland. – In: Festschrift für Peter Goessler. Tübinger Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte: 168 - 186; Stuttgart.
- SMOLLA, G. (1974): Prähistorische Bevölkerungszahlen. – In: BERNHARD, W. & KANDLER, A. (Hrsg.): Bevölkerungsbiologie: 333 - 343; Stuttgart.
- SPEHL, G. (1980): Über die Typologie urzeitlicher, frühgeschichtlicher und mittelalterlicher Eisenhüttenschlacken. – Studien zur Industrie Archäologie, VII: 68 S.; Wien (Verlag der österreichischen Akademie der Wissenschaften).

- STAHL, H. (1983): Wirtschaftsgeschichte von Kallmünz. – In: MARKT KALLMÜNZ (Hrsg.): 1000 Jahre Kallmünz: 45 - 70; Kallmünz (Laßleben).
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. – 273 S.; Freiburg i. B. (Inst. Für Bodenkunde und Waldernährungslehre).
- STAHR, K. (1997): (Mikro-) Morphologie von Böden. – In: STAHR, K. (Hrsg.)(1997): Mikromorphologische Methoden in der Bodenkunde. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 40: 1 - 7; Stuttgart.
- STARKEL, L. (1991): Fluvial environments as a source of information on climatic changes and human impact in Europe. – In: FRENZEL, B. (ed.): Evaluation of proxy data in relation to the European Holocene. – Paläoklimaforschung, 6: 241 - 254; Stuttgart u.a..
- STEGNER, J.(2000): Erlenbruchwälder – Dynamik in Raum und Zeit. – Naturschutz und Landschaftsplanung, 32, 9: 261 - 270; Stuttgart.
- STEUER, H. & ZIMMERMANN, U. (Hrsg.)(1993): Alter Bergbau in Deutschland. – 127 S.; Stuttgart (Theiss).
- STOOPS, G. (1999): Guidelines for soil thin description. Lecture notes prepared for intensive course on soil micromorphology. 22.3. - 2.4.1999. – 120 S.; Gent (ITC).
- STREIT, R. (1971): Karstwasservorräte der Fränkischen Alb. – Geologica Bavarica, 64: 254 - 267; München.
- STROH, A. (1958): Ausgrabungen am Schlossberg bei Kallmünz, Oberpfalz. – Bayerische Vorgeschichtsblätter, 23: 43-48; München.
- STROH, A. (1967): Vor- und frühgeschichtliche Wallanlagen am Schlossberg von Kallmünz. – Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern der Oberpfalz, 6: 43-45; Mainz.
- STROH, A. (1970): Fischbach. Ein Beitrag zur schriftlosen Geschichte der Oberpfalz. – Verhandlungen d. historischen Vereins der Oberpfalz und Regensburg, 110: 181-196; Regensburg.
- STROH, A. (1975): Die vor- und frugeschichtlichen Geländedenkmäler der Oberpfalz. – Materialhefte d. Bayerischen Vorgeschichte, Reihe B – Inventare der Geländedenkmäler, 3: 260 - 284; Kallmünz.
- STROH, A. (1977): Das vorgeschichtliche Gräberfeld von Schirndorf bei Kallmünz. – Oberpfälzer Heimat, 21: 7-21; Kallmünz.
- STRUNK, H. (1985): Lesesteine in der europäischen Kulturlandschaft. – Regensb. Geogr. Schr. 19/20: 477 - 508; Regensburg.
- STRUNK, H.. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. – Eiszeitalter und Gegenwart, 40: 85 - 96; Stuttgart.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B. MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J., & SPURK, M. (1998): INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000 – 0 cal BP.. –Radiocarbon, 40 (3): 1041-1083; Tucson, Ariz.
- SUTTNER, T., AUSSENDORF, M. & MARTIN, W. (1999): Hintergrundwerte anorganischer Problemstoffe in Böden Bayerns. – BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): GLA-Fachberichte, 16: 70 + 88 S.; München.
- TEICHMANN, M. (1990): Mehrschichtige Böden der nördlichen Frankenalb, erste Arbeitsergebnisse. – In: PFEFFER, K. H. (Hrsg.): Süddeutsche Karstökosysteme. – Beiträge zu Grundlagen und praxisorientierten Fragestellungen: 267 - 296; Universität Tübingen (Selbstverlag).
- TERHORST, B. (1997): Formenschatz, Alter und Ursachenkomplexe von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden- und Deckschichtenentwicklung. – Tübinger Geowiss. Arb., D 2: 212 S., 51 Abb., 57 Tab.; Tübingen.
- THIEMEYER, H. (1989) : Holozäne Dellenentwicklung durch Bodenerosion – Beispiele aus Lößgebieten. – Bayreuther Geowiss. Arb., 14: 95 - 102; Bayreuth.



- THORPE, I. (1996): The origins of agriculture in Europe. – 224 S.; London u. New York.
- THÖLE, R. & MEYER, B. (1979): Bodengenetische und -ökologische Analyse eines Repräsentativ-Areals der Göttinger Muschelkalk-Scholle als landschaftsökologische Planungsgrundlage. – Göttinger Bodenkundliche Berichte, 59: 230 S.; Göttingen.
- TICHY, F. (1960): Die vom Menschen gestaltete Erde – Auffassung und Darstellung im 19. Jahrhundert. – Die Erde, 4: 241 - 257; Berlin.
- TICHY, F. (1989): Landschaftsnamen und Naturräume der fränkischen Alb. – In: TICHY, F. & GÖMMEL, R. (1989) (Hrsg.): Die Fränkische Alb. – Schriften des Zentralinstituts für fränkische Landeskunde und allgemeine Regionalforschung, 28: 1 - 9; Neustadt a.d. Aisch.
- TICHY, F. & GÖMMEL, R. (1989) (Hrsg.): Die Fränkische Alb. – Schriften des Zentralinstituts für fränkische Landeskunde und allgemeine Regionalforschung, 28: 245 S.; Neustadt a.d. Aisch.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flussgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., 62: 99 - 205; Stuttgart.
- TORBRÜGGE, W. (1959): Die Bronzezeit in der Oberpfalz. – Materialhefte zur bayerischen Vorgeschichte, Reihe A 13: 91 S.; Kallmünz (Laßleben).
- TORBRÜGGE, W. (1979): Die Hallstattzeit in der Oberpfalz. – Materialhefte zur bayerischen Vorgeschichte, Reihe A 39, Bd. 1: 422 S.; Kallmünz (Laßleben).
- TRIDL, R. (1996): Das kristalline Naabgebirge und seine mesozoische Umrahmung – Periglaziale Deckschichten und Bodentypenvariabilität eines Mittelgebirgsraumes. – 197 S.; Diss. Univ. Regensburg.
- TREPL, L. (1994): Was ist „Landschaft“? – In: LANDESZENTRALE FÜR POLITISCHE BILDUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.): Naturlandschaft – Kulturlandschaft. – Der Bürger im Staat, 44, H. 1: 2 - 7; Stuttgart.
- TRIBUTH, H. (1991): Qualitative und Quantitative Bestimmung der Tonminerale in Bodentonen. – In: TRIBUTH, H. & LAGALY, G. (Hrsg.) (1991): Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen. – Ber. d. Dtsch. Tonmineralgruppe: 37 - 55; Gießen.
- TÜXEN, R. (1956): Die heutige potenzielle natürliche Vegetation als Gegenstand der Vegetationskartierung. – Angewandte Pflanzensoziologie, 13: 5 - 42; Stolzenau/W..
- VEIT, H. (1993): Holocene solifluction in the Austrian and Tyrolean Alps: Dating and climatic indications. – In: FRENZEL, B. (ed.): Solifluction and climatic variation in the Holocene. – Paläoklimaforschung, 11: 23 - 32; Stuttgart, u.a..
- VEIZER, J. (1990): Trace Elements and isotopes in sedimentary Carbonates. – In: REEDER, R. (ed.) (1990): Carbonates – Mineralogy and Chemistry. – Reviews in Mineralogy, 11: 265 - 300; Washington.
- VERNET, J. (1992) (Hrsg.): Charcoal, palaeoecology and the role of mankind: Colloquium held at Montpellier, France, 10 - 13 September, 1991. – Bulletin de la Société Botanique de France: 139 S.; Paris.
- VÖLKEL, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlagen landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. – Ztschr. Geomorph., N.F. Suppl., 96: 301 S. Berlin.
- VÖLKEL, J. & MAHR, A. (1997): Neue Befunde zum Alter der periglazialen Deckschichten im Vorderen Bayerischen Wald. – Ztschr. f. Geomorph., N.F., 41: 131 - 137; Berlin.
- VÖLKEL, J.; RAAB, A.; RAAB, T.; LEOPOLD, M. & SIMM, H. (1998): Methoden zur Bilanzierung spätlatènezeitlicher Bodenerosion am Beispiel der Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg. – In: KÜSTER, H.; LANG, A. & SCHAUER, P. (Hrsg.): Archäologische Forschungen in urgeschichtlichen Siedlungslandschaften (Festschrift G. Kossack zum 75. Geburtstag). – Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, 5: 541 - 558; Regensburg.

- VÖLKE, J. & RAAB, T. (1999): Zur Differenzierung periglazialer, glazigener und kolluvialer Sedimente im Hangrelief von Mittel- und Hochgebirgen. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 5-6: 305 - 318; Stuttgart.
- VÖLKE, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. – Zeitschrift für Geomorph., 45: 273 - 294; Berlin.
- VÖLKE, J. & MAHR, A. (2001): Die IRSL-Datierung von periglazialen Hangsedimenten – Ergebnisse aus dem Bayerischen Wald. – Zeitschrift für Geomorph., 45: 295 - 305; Berlin.
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. – 3. verm. u. verb. Aufl.: 694 S.; Öhringen (Rau).
- WAGNER, G. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten – physikalische und chemische Uhren in Quartärgeologie und Archäologie. – 277 S.; Stuttgart (Enke).
- WANDEL, B. (1990): Quell- und Sickerwasseruntersuchungen im Karst der Nördlichen Frankenalb östlich Ebermannstadt. – 132 S.; Diss. Universität Erlangen - Nürnberg.
- WEBER, K. (1999): Vegetations- und Klimageschichte im Werdenfelser Land. – 127 S.; Diss. Univ. Augsburg.
- WEISGERBER, G. (1996): Mittelalterliches Montanwesen und seine Wirkung auf Landschaft und Umwelt. – In: JOCKENHÖVEL, A. (Hrsg.)(1996): Bergbau, Verhüttung und Waldnutzung im Mittelalter – Auswirkungen auf Mensch und Umwelt; Vierteljahrschrift für Sozial- und Wirtschaftsgeschichte, Beiheft 121: 128 - 139; Stuttgart (Steiner).
- WENINGER, B. (1997): Studien zur dendrochronologischen Kalibration von archäologischen 14 C-Daten. – 202 S.; Bonn (Habelt).
- WERLEN, B. (2000): Sozialgeographie: Eine Einführung. – 400 S.; Bern u.a. (Haupt).
- WERNER, J. (1958): Zur Kenntnis der Braunen Karbonatböden (Terra Fusca) auf der Schwäbischen Alb. – 91 S.; Diss. Technische Hochschule Stuttgart.
- WHITE, W. & WHITE, E. (1995): Thresholds for soil transport and the long term stability of sinkholes. – In: BECK, B. (Hrsg.)(1995): Karst Geohazards: 73-78; Rotterdam (Balkema).
- WILLERDING, U. (1977): Über Klima-Entwicklung und Vegetationsverhältnisse im Zeitraum Eisenzeit bis Mittelalter. – In: JANKUHN, H.; SCHÜTZEICHEL, R. & SCHWIND, F. (Hrsg.): Das Dorf der Eisenzeit und des frühen Mittelalters – Siedlungsform, wirtschaftliche Funktion, soziale Struktur: 357 - 405; Göttingen.
- WILMANN, O. (1998): Ökologische Pflanzensoziologie. – 405 S.; UTB (Quelle & Meyer).
- WILSON, W. (1995): Sinkhole and buried sinkhole densities and new sinkhole frequencies in karsts of northwest Peninsular Florida. – In: BECK, B. (Hrsg.)(1995): Karst Geohazards: 79-90; Rotterdam (Balkema).
- WITTFOGEL, K.A. (1970): Die natürlichen Ursachen der Wirtschaftsgeschichte. – 80 S.; Gießen (Rotdruck).
- WITTMANN, O. (1973): Die Böden. – In: GAUCKLER, P. & HÄRING, H. (Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000 – Erläuterungen zu Blatt Nr. 6735 Deining: 62 - 76; München.
- WÖBSE, H. (1991): „Kulturlandschaftsschutzgebiet“ – eine neue Schutzkategorie bei der Novellierung des Bundesgesetzes? – Natur und Landschaft, 66 (7/8): 400 - 402; Stuttgart.
- WÖBSE, E. (1992): Historische Kulturlandschaften. – Garten und Landschaft, 102/6: 9 - 12; München.
- WRIGHT, H., KUTZBACH, J., WEBB, T., RUDDIMAN, W., STREET-PERROTT, F. & BARTLEIN, P. (eds.)(1993): Global climates since the last glacial maximum. – 569 S.; Minneapolis u. London (Univ. of Minnesota Press).
- WUNDERLICH, J. (2000): Prähistorische und historische Bodenerosion im Amöneburger Becken. – Ber. d. Komm. f. archäol. Landesforsch. Hessen, 5: 9 - 15; Wiesbaden.

- WUNDERLICH, J. (2001): Versuche zur Qualifizierung und Quantifizierung vorzeitlicher Bodenerosion. – In: SCHAUER, P. (Hrsg.): Beiträge zur Siedlungsarchäologie und zum Landschaftswandel. – Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, 7: 57 - 58; Regensburg.
- YALCIN, Ü. & HAUPTMANN, A. (1995): Zur Archäometallurgie des Eisens auf der Schwäbischen Alb. – In: LANDESDENKMALAMT STUTTGART (Hrsg.): Beiträge zur Eisenverhüttung auf der Schwäbischen Alb. – Forschungen und Berichte z. Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg, 55: 269 - 310; Stuttgart.
- ZAHN, U. (1981): Die vor- und frühgeschichtliche Erzgewinnung und Eisenverhüttung in Ostbayern. – Leobener Grüne Hefte, N.F., 2: 47 - 64; Wien.
- ZAKOSEK, H.; KAHRER, R. & LESSMANN-SCHOCH, U. (1991): Möglichkeiten und Grenzen der Pollenanalyse in Böden. – Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen, 20: 143 - 158; Mainz.
- ZECH, W. & VÖLKL, W. (1979): Beitrag zur bodensystematischen Stellung kalkalpiner Verwitterungslehme. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 29: 661 - 668; Göttingen.
- ZECH, W., WILKE, B. M., DREXLER, O. (1979): Analytische Kennzeichnung von Karstschlotten-Füllungen in der Fränkischen und Schwäbischen Alb. – Ztschr. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 33: 182 - 193; Berlin.
- ZEIEN, H. & BRÜMMER, G. (1989): Chemische Extraktion zur Bestimmung von Schwermetallbindungsformen in Böden. – Mitt. d. Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 59: 505 - 510; Göttingen.
- ZEISS, A. (1968): Über Stratigraphie und Faziesräume des Malm der Frankenalb. – Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F., 50: 101 - 114; Stuttgart.
- ZEITLER, J. (1994): Frühe Bauern auf dem fränkischen Jura. – 40 S.; Thalmässing (Vor- und frühgeschichtliches Museum).
- ZEZSCHWITZ, E.v. (1967): Boden und Vegetationseinflüsse auf Überschwemmungen und Erosionen beim Unwetter vom 16.7.1965 im Gebiet der Paderborner Hochfläche. – Ztschr. f. Acker- und Pflanzenbau, 125, H. 3: 189 - 210; Berlin.
- ZIMMERMANN, U. (1993): Urgeschichtlicher Metallerzbergbau in Mitteleuropa. – In: STEUER, H. & ZIMMERMANN, U. (Hrsg.)(1993): Alter Bergbau in Deutschland: 48 - 54; Stuttgart (Theiss).

### **Verzeichnis der verwendeten Karten:**

Topographische Karte 1:25.000 (TK 25) - Blatt 6837 Kallmünz; herausgegeben vom Bayerischen Landesvermessungsamt, München 1993.

Topographische Karte 1:50.000 (TK 50) - Regensburg und Umgebung; herausgegeben vom Bayerischen Landesvermessungsamt, München 1996.

Geologische Karte von Bayern 1: 500.000  
(hrsg. v. Bayerischen Geologischen Landsamt München, 1996).

Geologische Übersichtskarten 1:25.000 Kallmünz und Umgebung (MEYER 1975) (siehe Kapitel 3).

Boden-Konzeptkarte 1: 25.000 - Blatt 6837 Kallmünz; unpubl.  
(mit frdl. Genehmigung d. Bayerischen Geologischen Landesamtes München).

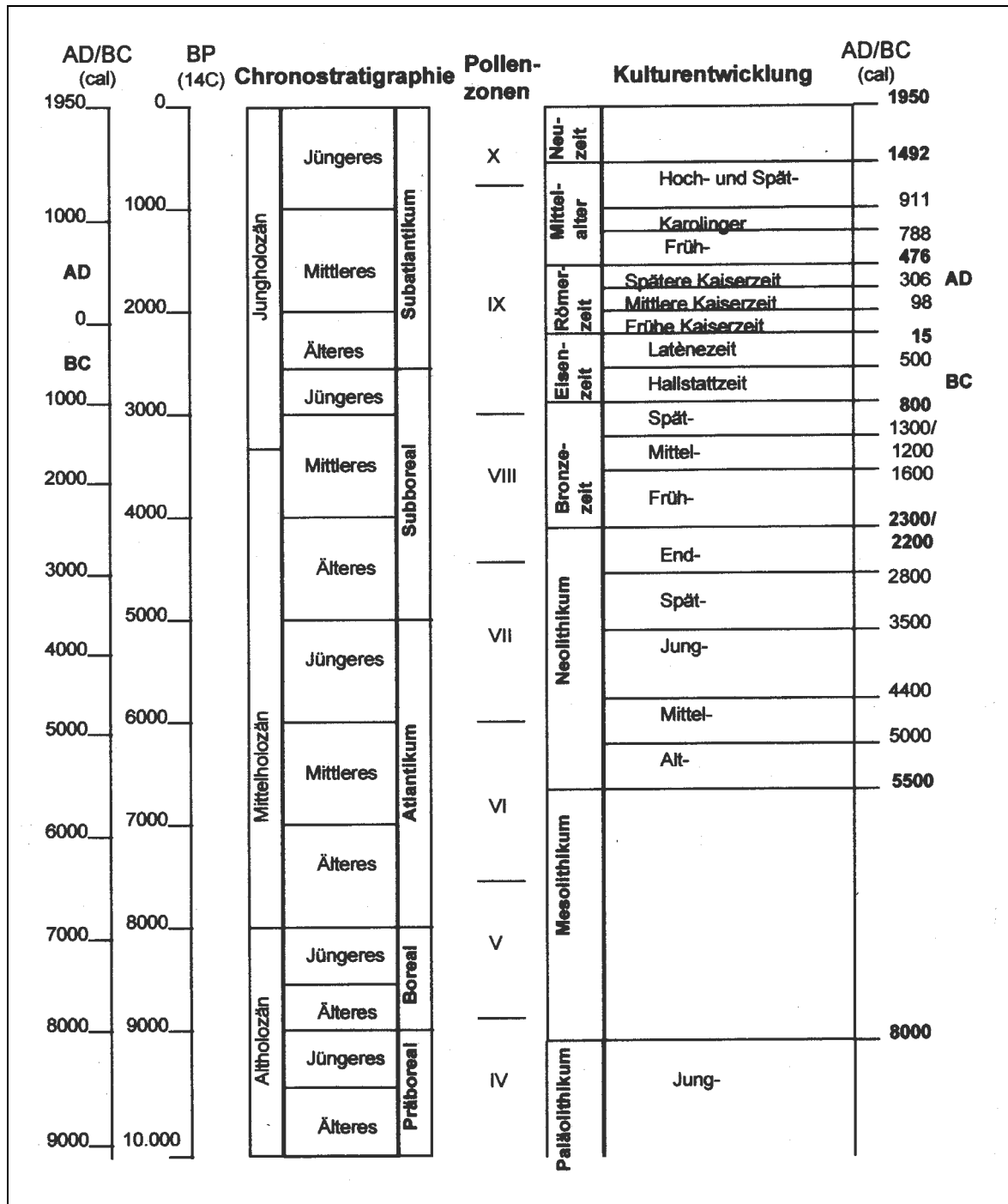
Grundwasser-Gleichenkarte Regensburg und Umgebung, Mai 1992; unpubl. (mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Regensburg) (siehe Anhang).

Ur-Aufnahme des Gebietes Kallmünz 1841; unpubl. (mit frdl. Genehmigung des Landesvermessungsamtes Hemau) (siehe Anhang).

Bayerische Flurkarten 1: 5.000 – Blätter NO XLIX 12 & 13 (mit frdl. Genehmigung des Landesvermessungsamtes Hemau).

Kartenlibell 10856 (Plansammlung Burglengenfeld) und 3599 (Hainsacker) der Pfalzneuburgischen Landesaufnahme durch Christoph Vogel 1599; unpubl. (mit frdl. Genehmigung des Hauptstaatsarchives München) (siehe Anhang).

# Anhang



## Anhang A 1: Gliederung des Holozäns (Niller 1998: 7)

## Anhang A 2:

### Einordnung der $^{14}\text{C}$ -Daten vom Schloßberg Kallmünz und Umgebung in Kulturstufen<sup>i</sup>

Einordnung der <sup>14</sup>C-Daten vom Schloßberg Kallmünz und Umgebung in Kulturstufen<sup>i</sup>[illegible]

UK	spät (Ha B1-B2/3)	1000												
	früh; (Ha A1-A2)	1200												
Bronzezeit	spät; (Bz D)	1300												
	mitt. (Bz B-C)	1500												
	früh (Bz A)	1950	<b>212cm</b>						<b>145 cm</b>				<b>90 cm 115 cm</b>	<b>180 cm</b>
ältere Frühbronze		2200						<b>125 cm</b>						
Neolithikum	End	2800												
	Spät	3500												
	Jung	4400				<b>75 cm</b>								
	Mit.	5000				<b>80 cm</b>								
	Alt	5500												
Mesolithikum		ab ca. 8000										<b>175 cm</b>		

<sup>i</sup> Die Aufstellung des Epochenschemas und Einordnung der Kulturstufen zu den zugehörigen Zeiten erfolgte nach LÜNING (1996); RIND (1997); JOCKENHÖVEL (1997); die Bronzezeit wurde detaillierter gegliedert als in Anhang A 1; die Urnendelderkultur (UK) wurde als eigene Phase ausgegliedert; eine genaue Auflistung der Ergebnisse der <sup>14</sup>C-Datierungen erfolgt separat in Anhang A 2



Name + Tiefe (cm)	Labor- nummer	datiertes Material	Radio- karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
<b>VA 1 – 49</b>	Erl-2763	Holzkohle	972 ± 29	862 ± 74	1014 AD - 1161 AD;
<b>VA 1 – 85</b>	Erl-2764	Holzkohle	1370 ± 38	1258 ± 75	617 AD – 767 AD
<b>VA 1 – 212</b>	Erl-2765	Holzkohle	3390 ± 42	3643 ± 167	1860 BC – 1526 BC
<b>PG VA 1 - 118</b>	Erl-4282	Holzkohle	1798 ± 130	1704 ± 290	44 BC – 535 AD
<b>PG VA 1 - 145</b>	Erl-4281	Holzkohle	1227 ± 49	1140 ± 126	684 AD – 937 AD
<b>PG VA 1 - 165</b>	Erl-4280	Holzkohle	1172 ± 52	1099 ± 132	719 AD – 982 AD
<b>PG VA 1 - 182</b>	Erl-4279	Holzkohle	1974 ± 49	1930 ± 110	90 BC – 129 AD
<b>VA 23 – 55</b>	Erl-4128	Holzkohle	1135 ± 58	1054 ± 120	776 AD – 1017 AD
<b>VA 23 – 80</b>	Erl-4129	Holzkohle	910 ± 44	831 ± 92	1027 AD – 1212 AD
<b>VA 23 – 105</b>	Erl-4130	Holzkohle	870 ± 55	803 ± 114	1033 AD – 1262 AD
<b>VA 23 – 155</b>	Erl-4131	Holzkohle	925 ± 42	834 ± 93	1023 AD – 1209 AD
<b>VA 23 – 215</b>	Erl-4132	Holz	1869 ± 44	1815 ± 104	31 AD – 240 AD
<b>PG 1 – 47</b>	Erl-2766	Holzkohle	759 ± 31	689 ± 31	1230 AD – 1292 AD
<b>PG 1 – 75</b>	Erl-2767	Holzkohle	5771 ± 47	6587 ± 128	4765 BC – 4510 BC
<b>PG 1 – 80</b>	Erl-2768	Holzkohle	5003 ± 47	5771 ± 124	3945 BC – 3696 BC
<b>RKS 236 - 110</b>	Erl-4137	Holzkohle	1760 ± 44	1689 ± 128	133 AD – 388 AD
<b>RKS 236 - 153</b>	Erl-4138	Holzkohle	2411 ± 62	2527 ± 184	761 BC – 393 BC
<b>PG8 W2,5 - 125</b>	Erl-4133	Holzkohle	3599 ± 48	3903 ± 178	2131 BC – 1776 BC
<b>PG8 W4 - 67</b>	Erl-4134	Holzkohle	1994 ± 43	1934 ± 108	92 BC – 123 AD
<b>PG8 W4 - 114</b>	Erl-4135	Holzkohle	2507 ± 55	2553 ± 192	795 BC – 411 BC
<b>PG8 W4 - 145</b>	Erl-4136	Holzkohle	3220 ± 44	3455 ± 98	1603 BC – 1408 BC
<b>PG 301 – 94</b>	Erl-2770	Holzkohle	600 ± 33	595 ± 53	1302 AD – 1408 AD
<b>PG 301 – 159</b>	Erl-2771	Holzkohle	1070 ± 34	993 ± 66	891 AD – 1022 AD
<b>PG301 - 192</b>	Erl-2772	Holzkohle	917 ± 40	829 ± 90	1031 AD – 1211 AD
<b>PG 303 – 95</b>	Erl-2773	Holzkohle	2191 ± 36	2194 ± 124	368 BC – 121 BC
<b>RKS 38 - 175</b>	Erl-2769	Holzkohle	7257 ± 60	8028 ± 96	6174 BC – 5981 BC
<b>PG C 4 – 30</b>	Erl-3110	Holzkohle	477 ± 33	513 ± 30	1407 AD – 1467 AD
<b>PG C 4 – 50</b>	Erl-3111	Holzkohle	341 ± 33	3889 ± 82	1479 AD – 1642 AD
<b>PG C 4 – 90</b>	Erl-3112	Holzkohle	3606 ± 40	3899 ± 164	2113 BC - 1784 BC
<b>PG C 4 – 115</b>	Erl-3113	Holzkohle	3659 ± 39	3975 ± 110	2135 BC - 1916 BC
<b>PG 11 – 180</b>	Erl-3114	Holzkohle	3313 ± 43	3523 ± 110	1683 BC – 1462 BC

**Anhang A 3:**

Zusammenstellung der Radiokohlenstoffdatierungen

Autor/ Autorin	Lokalität	Ausgangs- gestein/ Substrat	Methode	Ergebnis	Alter	Genese/ Fazit
Biermayer & Rehfuess (1985)	Bayer. Kalkalpen, braune Karbonatver- witterungs- lehme, lessiviert, an Mulden und Flachhängen	würm- glaziale, geschichtete Hangschutt- decken des Haupt- dolomits	Tonmineral- fraktionen, (u. v. mehr)	identische Tonmineral- garnitur (v.a. Illit)	Holozäne Parabraunerde- T.F. aus Decksediment über Hauptdolomit- schutt	holozäner Lösungsrück- stand stark aufge- arbeiteter, schluffreicher glazigener Hauptdolomit- schutt
Blanck & Melville (1945)	Süddeutsch- land, Roterde- bildungs- prozess	Muschel- kalk & Jurakalk			keine zeitlich bedingte Erscheinung	unterliegt lediglich klimatischen Bedingungen (trop. Klima)
Bleich (1993)	schwäbische Alb	Jurakalk	Bohnerze & kaolinit- reiche Beimeng- ungen im Unterboden			vorholozän o. aus eiszeit- lichen Fließ- erden älteren Boden- materials
Bleich (2000)	mittel- europäische Kalkstein- gebiete	divers.	Bodenmuster- bildungen	durch ältere vorholozäne o. vorquartäre Bodenreste beeinflusst	Datierungs- probleme durch Mischungen und lange Zeiträume	Probleme was Bildung von Relief & Fortsetzung nach unten betrifft
Borger (1990)	schwäb. Alb, Bohnerz- lehme, Ver- witterungs- lehme	Malmkalke	mineralogisch chemisch, mikro- morpho- logisch	Quarz nicht aus Malmkalken, doch in Bohnerzen da, lehnt normale Residualtheorie ab	Bohnerz- formation umgelagertes Produkt einer kreidezeitlich bis eozänen Lateritbildung	allochthones Material (incl. Quarze & Eisenlösungen) aus mesozo- ischen Sand- steinen durch trop. Flüsse auf Jurakalke
Borger & Beck (2000)	Aggletek, Ungarn	T.F. unter Braunerde über Kalk (z.T. Quarz- haltig, dieser ohne Verwitt- erungs- spuren = Boden- bildung der Inter- glaziale	Dünnschliffe, Diffrakto- metrie, Schwer- minerale	allochtone kristalline Herkunft bewiesen, fluvialer Transport aus den Karpaten	T.R. aus Kreide bis Alttertiär; T.F. inter- glazialzeitlich v. holozäner Braunerde überlagert	nach Ablagerung Verwitterung, keine weitere Dislokation; aber kein Verwitterungs- residuum sondern allochthones Fremdmaterial tropoid verwittert

**Anhang A 4:**

Zusammenstellung von Befunden zu Genese &amp; Alter der Terrae Fuscae in Mitteleuropa

Autor/ Autorin	Lokalität	Ausgangs- gestein/ Substrat	Methode	Ergebnis	Alter	Genese/ Fazit
Borza et al. (1969)	südwestliche Slowakei	„Roterden“ auf meso- zoischen Kalken und Travertinen	Mineralogie	Roterden sind Verwitterungs- produkte von Kristallinen Schiefern, Graniten und jungtertiären Vulkaniten		Roterden sind keine Terrae Calcis
Bronger (1976)	Slowakei & Mitteleuropa			Ausgangsge- stein als ent- scheidender Faktor, T.F. nur geringe Mineralver- witterung und Tonmineral- neubildung	nur Carbonat- lösung als pedogener Prozess belegbar = in jedem Klima möglich = KLR Theorie	Möglichkeit holozäner T.F. Bildung in Europa, Rubefizierung ungelöst, aber keine Klimadeutung
Bronger (1984)	südwestliche Slowakei	datierte Travertine (pliozän bis pleistozän)	Art & Ausmaß pedogener Mineralver- witterung, Tonmineral- neubildung und Rubefi- zierung, KLR d. Ausgangs- gesteins mit Boden- material	bedeutende Kaolinitbildung = tertiäres Alter, gering in T.F.	T.R. älter als T.F.; aber Rubefizierung (Hämatit- bildung) durch pedogene Prozesse = kein klimat. Aussagewert (Teriärrelikt)	keine alloch- thone Kom- ponenten, (Ton-) Min- eralbestand „vererbt“ = Residual- theorie (=lithomorphe Böden), die meisten Pro- file sind aus quartären Warmzeiten
Brunnacker (1957)	Alpenvorland	Schotter- fluren	Gelände- befunde	„Schotter- lehm“; z.T. mehrere Meter mächtige Boden- bildungen in Verwitterungs- taschen	interglazial (dann etwas rötlicher) oder postglazial dann nur auf älteren Schotterflächen	reliefge- steuert, Überdeckung günstig, da Nieder- schlagswasser langsamer versickert = höhere Verwitterungs- intensität
Burger (1989)	Fränkische Alb	Malmkalke	Dolomiti- sierung im Tertiär, Eisenoxid- anreicherung bei Verwit- terung (von 0,2 % bis zu 7%)	T.R. und T.F. unterscheiden sich in Primärmineral- verwitterung, Tonmineral- neubildung und Eisenoxid - Gehalt	T.R. tertiär (Präoligozän, z.T. mit kreidezeitlichen Quarzsanden; T.F. rezent oder Quartär, v.a. in Talsenken	

#### Anhang A 4: Fortsetzung: Befunde zu Genese & Alter der Terrae Fuscae in Mitteleuropa

<b>Autor/ Autorin</b>	<b>Lokalität</b>	<b>Ausgangs- gestein/ Substrat</b>	<b>Methode</b>	<b>Ergebnis</b>	<b>Alter</b>	<b>Genese/ Fazit</b>
Burger (2000)	Mitteleuropa, Antalya,	verschieden e Karbonatge- steine	Kartierungen, Mineralogie	v.a. in Rinnen- füllungen, starke Beteiligung von zwischen- geschalteten Mergellagen	meist umgelagert, in hohem Maße aus Fremdgestein entstanden	Keine „Terrae Calcis“ Klasse, da nicht aus Kalk sondern aus Mergellagen (= Pelosole aus „T.F.- Kolluvium“)
Catt (1979) (in Schwert- mann (1982))	England	Rote Böden außerhalb d. Mediter- rangebiete			Präholozän; wärmeres Klima	
Catt (1989)	England, Mittelmeer- gebiet		Rube- fizierungs- prozesse	Rubefizierung in älterem Interglazial- Klima (Cromer?)	T.C. Interglazial- relikte, nicht Tertiär	
Dill & Zech (1980)	Kalkalpen, Hauptdolomit Schuttkegel (87% Kalk)	aber dieser schon äolisch und Fließerde- beeinflusst	morpho- logisch - (schwer-) mineralogisch	definitiv aöliche Fremdkompo- nente in T.F. (Zentralalpen)	in situ Bildungen und Holozän	
Gebhardt et al. (1969)	Nieder- sachsen,	Zechstein- kalke, v.a. Kalkstein- rotlehme, Roterden	geomorpho- logisch, mineralogisch	Rubefizierung = Rötung durch Hämatit aus Ausgangssubs- trat d. holozäne Entkalkung	sicher holozänes Alter von T.R & T.F.	
Gracanin (1972)	Latschenstufe der nördlichen Kalkalpen,	Kalke & Dolomite	geolog. geomorpho- log., keine Alters- angaben	reines Carbonat- gestein = Tendenz zur T.F.;	tonhaltigere Carbonate mit Mergel- zwischenlagen = besser entwickelte T.F.	tonige Zwischen- lagen, Zufuhr v. Fremdmat- erial, günstige Lage im Relief = T.F.-artige Böden
Hegen- berger (1973)	Blatt Deining, fränkische Alb	Malmkalke und div.		T.F. aus Verwitterung des Malm hervorge- gangen mit Beteiligung kretazischer Tone	Kalkdecken von bis zu 100 m nötig um mächtige Tonkonzentra- tionshorizonte zu erreichen	
Hädrich & Stahr (1994)	Oberrhein- ebene, Vorbergzone Schwarzwald,	Dogger – Kalksteine; Terrae Fuscae		Alter und Genese weitgehend geklärt, warm- feuchte Bedingungen	reliktsche Böden aus den Warmzeiten des Pleistozäns oder gar des Tertiärs	in situ nur auf erosions-fernen Hoch-flächen (z.B. Fränk- ische Alb, dort und anderswo aber meist ver- spülte Reste

**Anhang A 4:** Fortsetzung: Befunde zu Genese & Alter der Terrae Fuscae in Mitteleuropa

Autor/ Autorin	Lokalität	Ausgangs- gestein/ Substrat	Methode	Ergebnis	Alter	Genese/ Fazit
Häusler & Nieder- budde (1992)	südl. Frankenalb	Malmkalke	Untersuchung der Kalksteine auf nicht-karbonatische Anteile	je nach Reinheit des Ausgangssubstrates wird Alter berechnet	bei unreinen Kalken (Mergel) min. 38.000 Jahre, bei reinen Kalken (Malm $\delta$ ) 2,7 Mio J.	Entstehung durch Residualakkumulation.
Hemme (1970)	Schwäbische Alb, Malmkalk	kaolinitische Terra Fusca	geomorphologisch, mineralogisch		tropoide Tertiärverwitterung	
Krauss (1922)	„Blutlehme“ Südbayern				wärmeres Interstadial d. Würm	
Kubiena (1944)	Mitteleuropa			in mediterran subtropischen bis tropischem Klima gebildet	paläogenetisch; fossile bzw. reliktsche Bildung	
Kuhn (1991)	Schwäbische Alb	Schicht- und Massenkalk Weißjura	geochemisch, (ton-) mineralogisch	teils chemische und mineralogische Vererbung vom Ausgangsgestein Weißjura, teils Fremdkomponenten	neben pleistozäner bis holozäner auch Alttertiäre bis Jungtertiäre Terra Fusca	keine reine Residualakkumulation.
Meyer (1979)	weltweit, v.a. aber Europa; versch. Carbonatgesteine (Kalkstein, kalkhaltige Schotter, äol. Sande, Kalksandstein, carbonathalt. Schotter)	v.a. dolomit. Bank- und Riffkalke, weniger plattige Carbonate mit Frostschuttauflage,	Decarbonatisierungsrötung = „Rubescenz“ der Kalksteinrot- und -braunlehme	entscheidend: $\text{FeCO}_3$ Gehalt in Bezug auf KLR; Körnung Eigenfarbe KLR, Porosität, kavernöse Verwitterung	kein Alters- oder Klimarückschluss möglich, kann alt aber auch ganz jung sein	im Holozän in fast allen Klimaten möglich; kein Altersrückschluss; vom Ausgangsgestein bestimmt; Name T.F. fraglich
Moll (1970)	Oberrhein-Gebiet	Würmmoränenmaterial und Schotter	rubefizierte Parabraunerden		Rubefizierung während des Boreals (9000 – 7500 BP)	Klima warm und trocken
Mückenhausen (1958 & 1975)	Eifel	Terrae Calcis in Dolinen	geomorphologisch-mineralogisch	Kaolinitdominanz und hoher Tongehalt	Tertiär (Eozän), oder noch höheres Alter	sehr starke Verwitterung
Müller, S. (1963)	schwäbische Alb,	Malm $\epsilon$	geomorphologisch, ältere T.F. in ebener Lage mit lösslehmhaltigem Feinlehmannteil im Oberboden stark verkürzte Kuppen	mit Feuersteinen vermengt als unlösliche Einschlüsse des Kalkgesteins, umgelagert und in Dolinen & Rinnen angereichert	1 cm T.F. entsteht in 3000 Jahren in heutigem Klima	pleistozäne Interglaziale und Nacheiszeit = Reliktböden

**Anhang A 4:** Fortsetzung: Befunde zu Genese & Alter der Terrae Fuscae in Mitteleuropa

Autor/ Autorin	Lokalität	Ausgangs- gestein/ Substrat	Methode	Ergebnis	Alter	Genese/ Fazit
Rohdenburg & Meyer (1968)	Mittel- deutschland (Göttinger Wald),	Muschel- kalk; Frostschutt	vgl. mit anderen Profilen (LST-datiert)	je nach Fraktur und Nichtcarbonat- gehalt günstiges Substrat oder nicht	Protorendzina (5cm) als Bodenentwick- lung des Spät- glazials (konserviert)	alle Glieder von Rendzina und Terra Fusca-Reihe eindeutig holozäne Bildungen
Salger & Schmidt- Kaler (1975)	Fränkische Alb		mineralogisch (Schwer- minerale, Tonminerale)	Solifluktion und Kryotur- bation, Ver- mischung von tertiären und pleistozänen Verwitterungs- lehmen	Kalksteinver- witterungs- lehme lassen auf geringe Verwitterungs- intensität (Pleistozän) schließen	
Scheffer, et al. (1960 & 1962)	nieder- sächsisches Bergland	Zechstein, Muschel- kalk, Jura, pleistozäne Kalk- schotter	geomorpho- logisch, mineralogisch	sprunghaft rasche Anfangsent- wicklung zur Mullrendzina (schon auf Bauwerken aus dem MA)	T.F. als Endstadium der Entwicklung; auf Mergel und Zechstein schneller zu T.F.; auf Kalk (Malm < 6 % KLR) heute noch Rendzinen,	entscheidend: periglaziale Frostfraktur, Nichtcarbo- natgehalt und spezifische Lösungs- geschwindig- keit des Kalksteins
Schmidt- Lorenz (1957)	südniedersäch- sisches Bergland	div. „Paläo“ – Kalkstein- braunlehme auf div. Substraten		nicht subtropisch, sondern in feuchten Klimaten	rezente (holozäne) T.F. nur auf mergeligen nicht auf reinen Kalken; reliktische Post Riß – Prä Würm Alter	Geschwindig- keit d. Ent- wicklung von Art d. Mutter- gesteins und dessen Ver- witterungs- fähigkeit sowie Klima bestimmt
Schwarz- bach (1974)		rote Böden, T.F. & T.R.		ausschließlich in Warmklimaten gebildet,	da höhere Verwitterungs- intensität als Böden gemäß- igter Breiten	T.C. als wichtige Klimazeugen
Schwert- mann et al. (1982)	Alpenvorland	kalkhaltiges Würm – Moränen- material & Fluvio- glazial- schotter, Kalkstein- braun- lehme; „Blut- lehme“	Mössbauer- spektroskopie Diffrakto- metrie; Rubefizier- ung durch Hämatite & Goethite = pedogene Bildungen, im „C“ kein Hämatit	entscheidend: warmes „Pedoklima“ durch poröses, kalkhaltiges Ausgangs- gestein	kein Altershinweis, 7,5-5YR = Hämatit; 10YR = Goethit & hämatitfrei; Bildung auf Würm- Moränen, d.h. Spätglazial/ Holozän	holozäne Rubefizierung möglich unter günstigem Pedoklima (schon ab $\varnothing \approx 7^\circ \text{C/Jahr}$ )

Anhang A 4: Fortsetzung: Befunde zu Genese &amp; Alter der Terrae Fuscae in Mitteleuropa

<b>Autor/ Autorin</b>	<b>Lokalität</b>	<b>Ausgangs- gestein/ Substrat</b>	<b>Methode</b>	<b>Ergebnis</b>	<b>Alter</b>	<b>Genese/ Fazit</b>
Semmel (1991)	divers, Kalkstein- braunlehme auf Muschelkalk		haben periglaziale Abtragung überstanden, diese wohl nur geringe Wirkung an Kalkstein- stufen?	Rot- und Braunlehmreste unter Kalkschutt aus jüngeren Tertiär und pleistozänen Warmzeiten	auf ihnen löblehmhaltiger Solifluktschutt periglazialer Entstehung (pleistozänes Alter)	Ah/C als holozäner Klimaxboden, in Dolinen als unlösliche Rückstände zusammen- gespült
Smolikova & Lozek (1962)	Tschechische Republik	Travertine versch. Alters, Jurakalke, Kalkschutte	Mikro- morphologie, Palä- ontologie, Geomorpho- logie	verschiedene Befunde; T.F. sowohl in situ, wie umge- lagert, schwach lessivierte postglaziale T.F.	holozän lokal möglich, meist aber flächendeckend über T.R.Schlotten; T.F. dann interglazial	T.F. v.a. an Ebenen und flachen Abhängen, Entwicklung aus Travertin rascher als kompakter Kalkstein
Werner (1958)	schwäb. Alb, Terra Fusca	Malmkalke	allochthon, autochthon, nahalloch- thon, teils allochthon für Genese, Alter und Prozesse wichtig	aber meist schwer zu lösen	unter heutigem Klima harmonische Bodenbildung rezente und fossile Bildung möglich	auf reinen Kalken (KLR arm) im Holozän max. bis Rendzina, T.F. nur, wo mergeliger Charakter
Wilson 1985 (in Catt 89)	Schottland		geomorpho- log. mineralogisch		entstanden in tropischem Klima des Tertiärs, evtl Eozän	
Wittmann (1973)	Fränkische Alb, Blatt Deining	Malmkalke, div. Substrate	Geomorpho- logisch, stratigraphi- sch, mineralogisch	liegen oft unter Löblehmdeck- schichten, oder unter Flugsand	T.F. und T.R. fossile Bildungen	meist umgelagert oder mit Kreideresten vermischt
Zech & Völkl (1979)	nördliche Kalkalpen, carbonat- reicher Hang- schutt (>90%) aus Haupt- dolomit und Plattenkalk	typ. T.F. aus carbonat- reichem Schwemm- schutt	Ton- & Schwer- mineralogie	Ausgangs- substrat mit zentralalpiner Komponente (äolisch)	Holozäne in situ Bildung, da Solum taschenförmig in Schutt hineinragt	homogene in situ Bildung aus spätglazialer Fließerde
Zech et al. (1979)	schwäbisch- fränkische Alb	Karst- schlotten- füllungen von Malm- kalke	paläonto- logische Datierung		sehr intensive chemische Verwitterung, Oligozän bis Miozän	Klima war tropoid

**Anhang A 4:** Fortsetzung: Befunde zu Genese & Alter der Terrae Fuscae in Mitteleuropa

<b>Autor/Jahr</b>	<b>Ort/ Region</b>	<b>Ursache/ Aus- gangssituation</b>	<b>Prozess</b>	<b>Folge</b>
Bleich (1993)	schwäb. Ostalb	Waldzerstörung durch „Bohnerz“ - Bergbau	Bodenumlagerungen; wg. Nährstoffverarmung immer wieder kleine Ackerflächen hangab verlegt; auch eiszeitliche, wiederholte Abspülung ähnlich der jetzigen Bodenerosion auf kahlen Flächen	- frühmetallzeitliche Scherben an Kolluvienbasis; - flachgründige Terrae Fuscae erodierte Formen; - vorgeschichtliches Rendzina-Kolluvium; - Böden im Kuppenbereich durch Ackernutzung erstaunlich wenig beeinträchtigt, starke Bodenverlagerungen eher wo Weidenutzung war
Bleich (2000)	schwäb. Alb	v.a. wenn Lössanwehung hohe Erosions- gefährdung	neolithische und hallstattzeitliche Kolluvien am Hangfuß und in Trockentälern	mächtige schluffige Senkenfüllungen, jedoch auch v.a. pleistozäne Bodenabschwemmung
Borger & Beck (2000)	Ungarn	teils völlige Entblößung des Gesteins; Erhaltung von T.F. (unterschiedlich mächtig) in Dolinen	fast unmöglich vollständig erhaltene Profile zu finden	korrelierte Sedimente am Unterhang, in Trockentalsohlen und Dolinen besonders mächtig; meist Mischung aus Braunerde und T.F.; keine Datierungen, doch mehrschichtige Kolluvien vorhanden
Gracanin (1972)	nördliche Kalkalpen	durch Viehtritte und starke Bestoßung	Zerstörung der Grasnarbe, dadurch Bodenerosion durch Wasser und Wind möglich	gekappte Bodenprofile, kahle Felsen, Carbonatrohböden
Igl (2000)	Zechstein- salinar Werratal	Subrosionssenke als Sedimentfalle für fluviale und limnische Sedimente	Rekonstruktion der fluvialen Morphodynamik möglich	Nachweis eines „anthropogenen Signals“ erst ab Mittelalter möglich; keine detaillierten Aussagen durch Sedimente
Kubiena (1944/1948)		hochplastische Eigenschaften	Selbstfließen	Fähigkeit zu zähem amöboidem Fließen
Lozek (1986, 1988, 1998)	Tschech- ische Republik	Mensch - Umwelt Wechselwirkung, Rodung und Ackerbau		Bronzezeitliche Erosion, Versteppung großflächiger Karstgebiete, als Regelfall für Mitteleuropa

**Anhang A 5:**

Zusammenstellung von Befunden zu Bodenerosion in Karstgebieten



<b>Autor/Jahr</b>	<b>Ort/ Region</b>	<b>Ursache/ Aus- gangssituation</b>	<b>Prozess</b>	<b>Folge</b>
Müller (1961, 1974)	schwäb Alb	großflächige Bodenverlagerungen durch Kaltzeitklima als stärkstes Erosionsausmaß der Alb; Extremereignisse (z.B. 1964) mit großen Schlamm-massen auf einmal unter besonderer Klimakonstellation; v.a. lessi-vierte Terra Fusca als anfällige Bodenart gegen Erosion	heute noch ist nennens-werter Bodenabtrag v. vegetationsfreien Stellen an besondere Wetter-lagen gebunden: wenn Karsthohlräume noch durch Bodenfrost geschlossen und der Oberboden schon aufgetaut ist (v.a. Winter und Vorfrüh-ling); Verschwemmung höchstens bis in nächste Karstspalte	Rendzinen durch Beweidung und Bodenerosion in Rohbodenzustand zurückgeworfen, dadurch gekappte, flachgründige Böden aber auch tiefgründige Aufschüttungsböden
Mückenhausen (1958)	karbonat. Gesteine der Eifel	Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges	Abtragung und Vermischung mit Graulehm	Verwitterungsrinde der Eifel nie mehr als 2 m
Ostendorff (1955)	schwäb. Alb			weist auf subterrestrische Verkarstungserosion, v.a. nach Entwaldung hin
Plieninger (1918)	schwäbische Alb			auch Winderosion von Bedeutung
Scheffer, et al (1960)	nieder-sächsisches Bergland	Braunlehmrelikte außer in Hangzonen fast überall in kleinen Resten anzutreffen	reliefbedingte Entwicklungsmodifi-kationen: an steileren Hanglagen permanenter o. episodischer Oberflächenabtrag fortlaufende Profilverjüngung	Mullrendzina ist als juvenilstes Stadium überall möglich; wenn nur Protostadien existent, dann Einfluss ständig verjüngender Erosion binnen 100-200 J. völlige Zerstörung von Rendzina Eigenschaften (Humusab-nahme, Aggregatverlust)
Schmidt-Lorenz (1957)		feucht sind sie hochplastisch		
Semmel (1996)	versch. Gebiete in Deutschland	Vergleiche und Stratifizierung von Bodenprofilen		Rendzinen sind oft keine natürlichen Standorte sondern erodierte Terrae Fuscae
Werner (1958)	schwäb Alb	KLR sehr tonig und sehr wasserdurchlässig: geringe Erodibilität	erhöhter Römerweg zu 95% hinterfüllt; 1-3 mm pro Jahr mittlere Abtragshöhe; v.a. durch Schmelzwässer bei gefrorenem Untergrund	skelettreiche Ackerböden als durch Pflug und Bodenerosion veränderte Terra Fusca

**Anhang A 5:**

Fortsetzung: Zusammenstellung von Befunden zu Bodenerosion in Karstgebieten

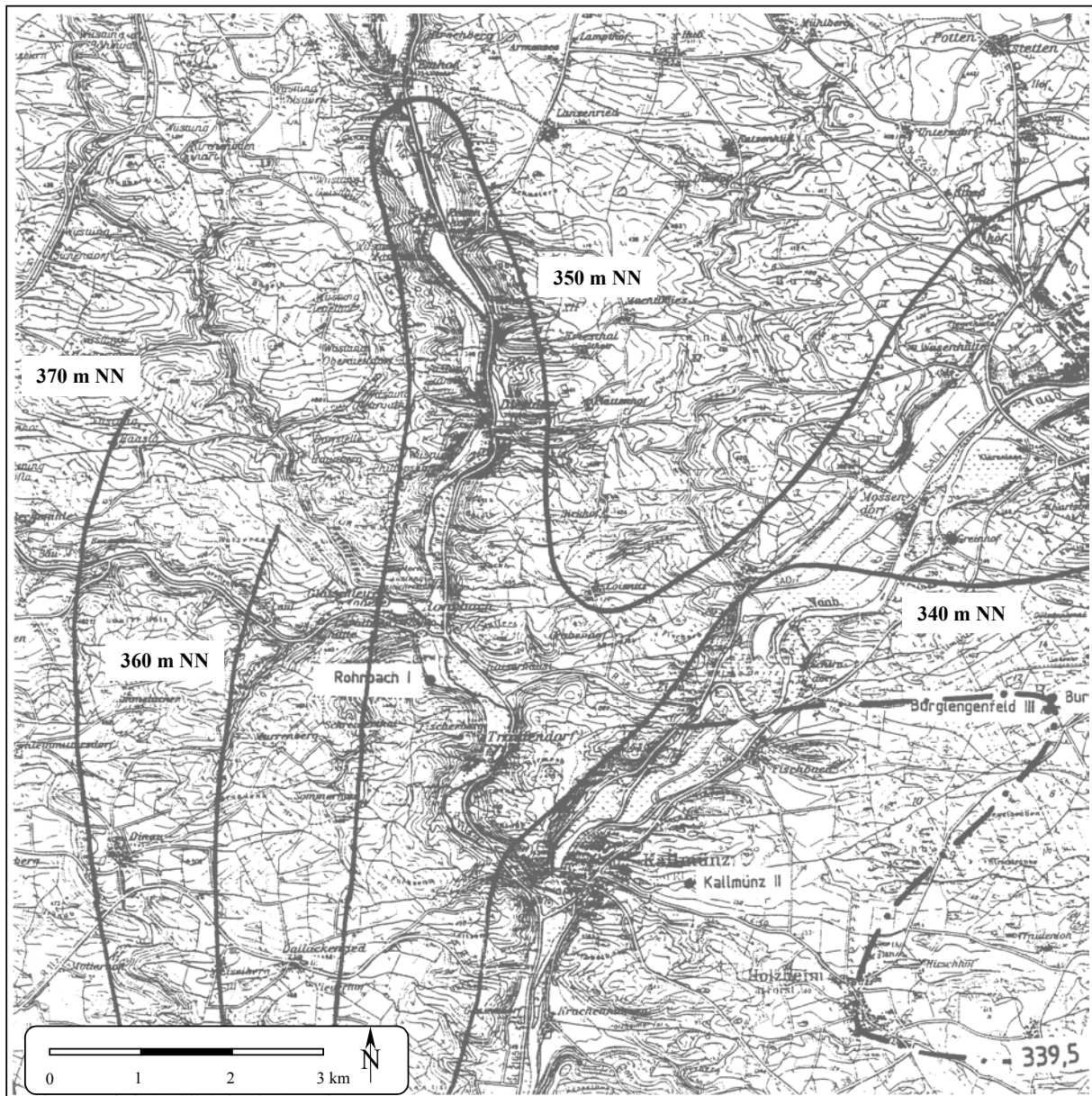
<b>Stand der Forschung</b> <b>Höhen- siedlung</b> <b>(Lage/ Naturraum)</b>	<b>Beschreibung der Anlage (Wälle, etc.),</b>	<b>Besiedlungsphasen</b>	<b>Funktion</b>	<b>Litera- tur</b>
<b>Bullenheimer Berg:</b>  ca. 30 km SO Würzburg am Westrand des Steigerwaldmassivs; ca. 9 km zum Maintal; Hochplateau: Keupersandsteine; Umland: Fränkische Gäulandschaft (Löss)	ca. 30 ha; 150 m über Umland; 1200 m lang 400m breit; ebenes Hochplateau umgeben von 3 km langer Wallanlage mit Graben, 3 Querwälle unterteilen Innenfläche; Quelle außerhalb des Wallareals	Einzelfunde im Mesolithikum und Frühneolithikum (= Besiedelung??); gehäuft im Jungneolithikum (Besiedelung wahrscheinlich); ab früher BZ befestigte Höhengsiedlung; Erneute befestigte Siedlung ab jüngerer UK bis Ende später UK, dann Abbruch; Erneut Siedlungszeugnisse ab fortgeschrittener Latène-bis Mittelalter-Neuzeit	reges wirtschaft- liches Geschehen, große Bevöl- kerung (Herrschafts- schicht?); Kult- zentrum ?	z.B. JANSSEN (1993); DIEMER (1995)
<b>Staffelberg</b>  Oberfranken; Ausläufer der Fränkischen Alb, ca. 280 m über Maintal gelegen,	ca. 49 ha große Hochfläche (umwallt) und 3 ha großes Hochplateau (befestigt); dieses überragt Hochfläche um ca. 50 m; 2 Torsituationen	Bandkeramische Spuren, Jungneolithisch besiedelt (Schnurkeramiker); nur unbedeutend besiedelt während UK, ab Hallstatt erstmalig befestigt; eigentlicher Ausbau spätestens seit Frühlatène, stark umwehrte Anlage während Spätlatènezeit	während Spätlatène- zeit: Staffelberg zu stark umwehrter Akropolis ausgebaut	z.B. ABELS (1980 & 1993)
<b>Ehrenbürg</b>  Oberfranken; weithin sichtbarer Inselberg, ca. 200 m über dem Wiesenttal gelegen	Hochfläche (umwallt) ca. 1500 m lang und 300 m breit; zweigegliederte Anlage, durch breiten „Sattel“ getrennt; 3 Torsituationen, Innenfläche besitzt weitere Wälle	Funde der Michelsberger Kultur; Jungneolithische Besiedlung; Glockenbecherkultur; ab Ende mittl. BZ wieder besiedelt, während UK eine herausragende politische und wirtschaftliche Mittelpunktsiedlung Oberfrankens; Hallstatt- und Latènezeit große, überregionale Befestigung, seltene Fremdfunde; ab ca. 380 v. Chr. Einbüßen der Vormachtstellung	heraus- ragende wirtschaft- liche und politische Mittelpunkt siedlung Ober- frankens während UK	z.B. NADLER (1988); ABELS (1989/90); SCHWARZ (1994)
<b>Hesselberg:</b>  nördl. Nördlinger Ries; höchste Erhebung der Fränkischen Alb (689 m NN), Jura – Kalke;	3 Hochplateaus, O- W - Erstreckung ca. 2 km; N-S ca. 100- 300 m; Fläche insges. >80 ha; Wall ursprünglich 2 m hoch und 2,5 m breit	sporadische Begehung Paläo- und Mesolithikum, kontinuierlich ab Neolithikum; Besiedlung ab BZ; Wallanlage ab Bz D; waagrecht gesetzte Malmkalkplatten mit Erde, Steinen und Kulturresten verfüllt; keine Beweise für Wohnbebauung, dafür Spuren von Metallhandwerk; Siedlungsunterbrechung ab Ende UK	Während UK kultisches Zentrum ?	z.B. BERGER (1994)

**Anhang A 6:**

Kurz - Beschreibungen ausgewählter, wichtiger vorgeschichtlicher Höhengsiedlungen in Bayern

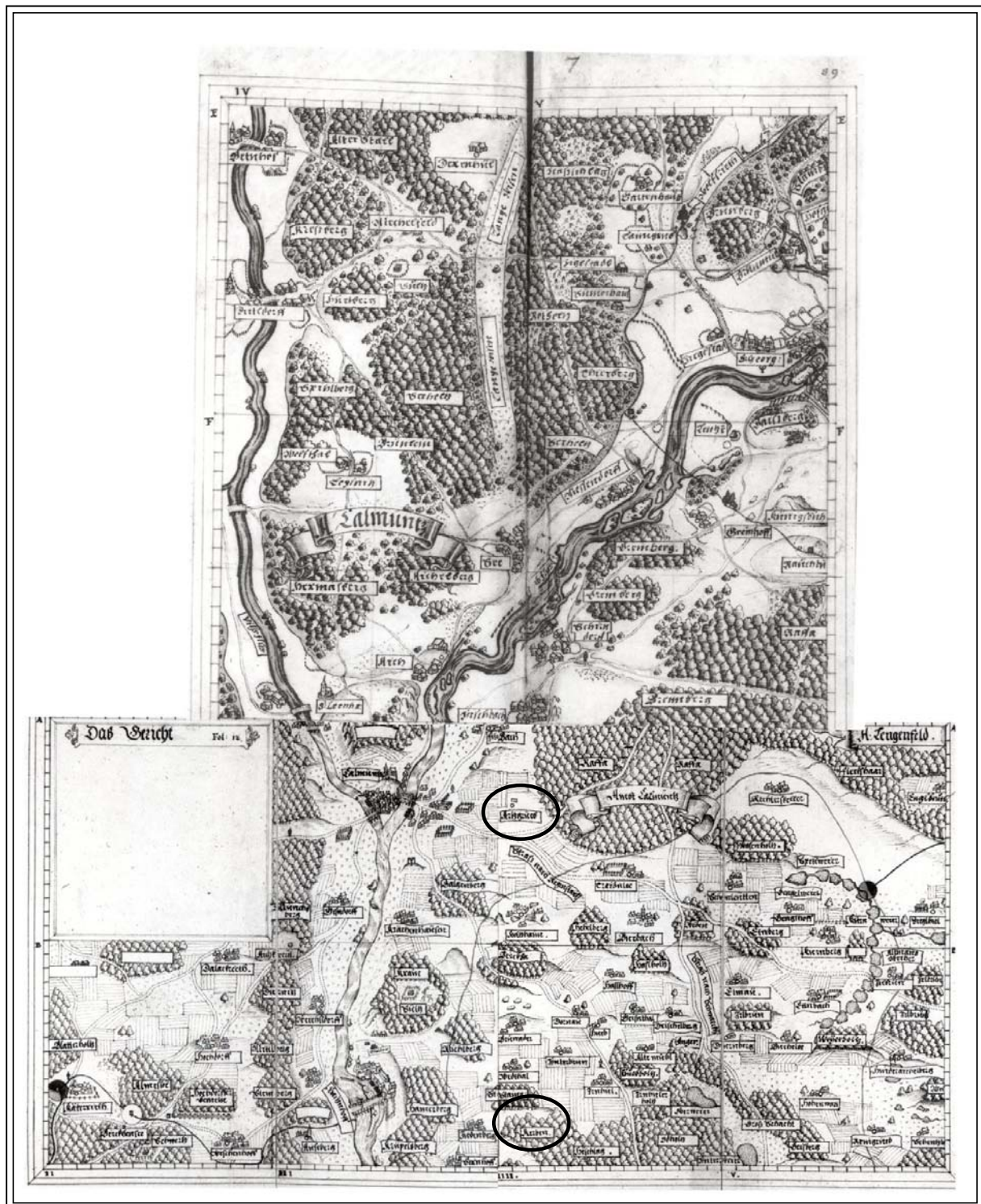
<b>Heunischenburg</b>  auf dem Wolfsberg (486 m NN), nach südwest vorspringender Bergsporn (Keupersandstein) des Frankenwaldes, 4 km westlich von Kronach;	ca. 0,8 ha Fläche, Sandstein-Wall ca. 110 m lang, 10 m breit und bis 3,5 m hoch; Berme vorgelagert mit ca. 1 m tiefem Graben	Dreiperiodizität der (Wall-) Anlage: ab dem 11. Jh. v Chr. (frühe UK) unbefestigte Siedlung; 2. Periode: 2,5 m ausgeglühte Sandsteinmauer; darüber erneut eine 3 schalige Sandsteinmauer (3m breit und 3,5 m hoch), die in das 9./ 8. Jh. v Chr. datiert;	wirtschaftlicher, sozialer, politischer und religiöser Mittelpunkt; starke Befestigung & zahlreiche Waffenfunde (= Wehrhaftigkeit, Kämpfe?) sowie Importfunde (=Schutz einer nahen Fernhandelsstraße?)	z.B. ABELS (1993b) ABELS (2002)
<b>Eiersberg</b>  zum rechten Ufer der Streu hin orientierter Bergsporn (Muschelkalk & Wellenkalk); ca. 280 m NN; Beckenlandschaft zu Grabfeldgau (Lkr. Rhön-Grabfeld)	umwallte Fläche ca. 1,3 ha; Wall heute noch 2 m hoch, ca. 130 m lang; endet im Süden an Steilkante, biegt vor Nordhang zur Innenfläche ein (= einzig sichtbarer Durchlass)	Begehungen im Mesolithikum älteren und jüngeren Neolithikum und mittlerer UK; Frühhallstattzeit als Beginn der intensiven Besiedlung, Siedlungskontinuität bis Frühlatènezeit in 5 Befestigungsphasen nachgewiesen (späte Frühhallstattzeit, Späthallstatt- und späteste Hallstattzeit, Frühlatènezeit, sowie erneute Nutzung im frühen Mittelalter ab 7. Jh. n. Chr.)	dicht besiedelter Raum zur Hallstattzeit; Schutz des näheren Umlandes und der Verkehrswege (?)	GERLACH (1995)
<b>Hinterer Berg</b>  bei Landersdorff Bergsporn des Fränkischen Jura, in Form eines Dreiecks, Südseite 130 m über der Thallach, Nordseite Tiefe Schlucht, schmale Basis zur Hochfläche geöffnet	2 Wälle und 4 Gräben sind erkennbar; 7 Vorratsgruben (2x1x1,3 m= 1,5m³) (Getreidesilos); Böden heute erosiv verkürzt, Wasser für Vieh im Thallachtal, Siedlung selbst konnte durch Quelle versorgt werden	Spuren im Mesolithikum; erste Rodung mit Ackerbau und Siedlung gegen 2800 v. Chr. (Chamer Gruppe) mit bereits flachem Graben (2m x 1m) und kleinem Wall; Frühbronzezeitl. Besiedlung (2000 v. Chr mit 1-2 Gehöften); Neubesiedlung 1000 v. Chr.(UK) 0,8 ha Fläche befestigt mit Mauer (Holz-Erde mit Trockenmauerabschluss und Pfosten) und Graben 1,4 m tief 3,5 m breit in anstehenden Kalk eingetieft); Immenses Feuer zerstörte Siedlung; Zeit der Ungarneinfälle: Fliehburg Heute: Schafbeweidung; Magerrasen	Verkehrsgunst (Altmühl-Donau - System); Schutzbedürfnis? Topographie: Beherrscht fruchtbare Talauen	ZEITLER (1994)
<b>Bernstorf</b>  Bergsporn im tertiären Hügelland, Lkr. Freising; 12 – 15 ha Siedlungsareal, schmaler Zugang zum Hinterland	bronzezeitl. Holz-Wallanlage mit Graben und Lehmüberdeckung, 1700 m Länge; Anlage in verschiedene Bezirke aufgeteilt: Unterstadt und Kultbereich; Torzugänge	Auch Mittelbronzezeit nachgewiesen; Siedlungen im Umland werden angenommen (700 m Ø Freifläche pro 100 Menschen) Nicht nur Fluchtborg, sondern auch ständig bewohnt; ca. 600-800 ständige Bewohner plus Umland; zwei Quellhorizonte nachgewiesen (Wasserversorgung)	kulturelles und ökonomisches Herrschaftszentrum: Macht- und rituelles Zentrum	MOOS-AUER & BACH-MAIER (2000)
<b>Domberg</b> (Freising)	siehe detaillierte	Ausführungen im Text		
<b>Bogenberg</b> (Straubing)	siehe detaillierte	Ausführungen im Text		
<b>Frauenberg</b> (Weltenburg)	siehe detaillierte	Ausführungen im Text		

**Anhang A 6: Fortsetzung: Beschreibungen vorgeschichtlicher Höhensiedlungen in Bayern**



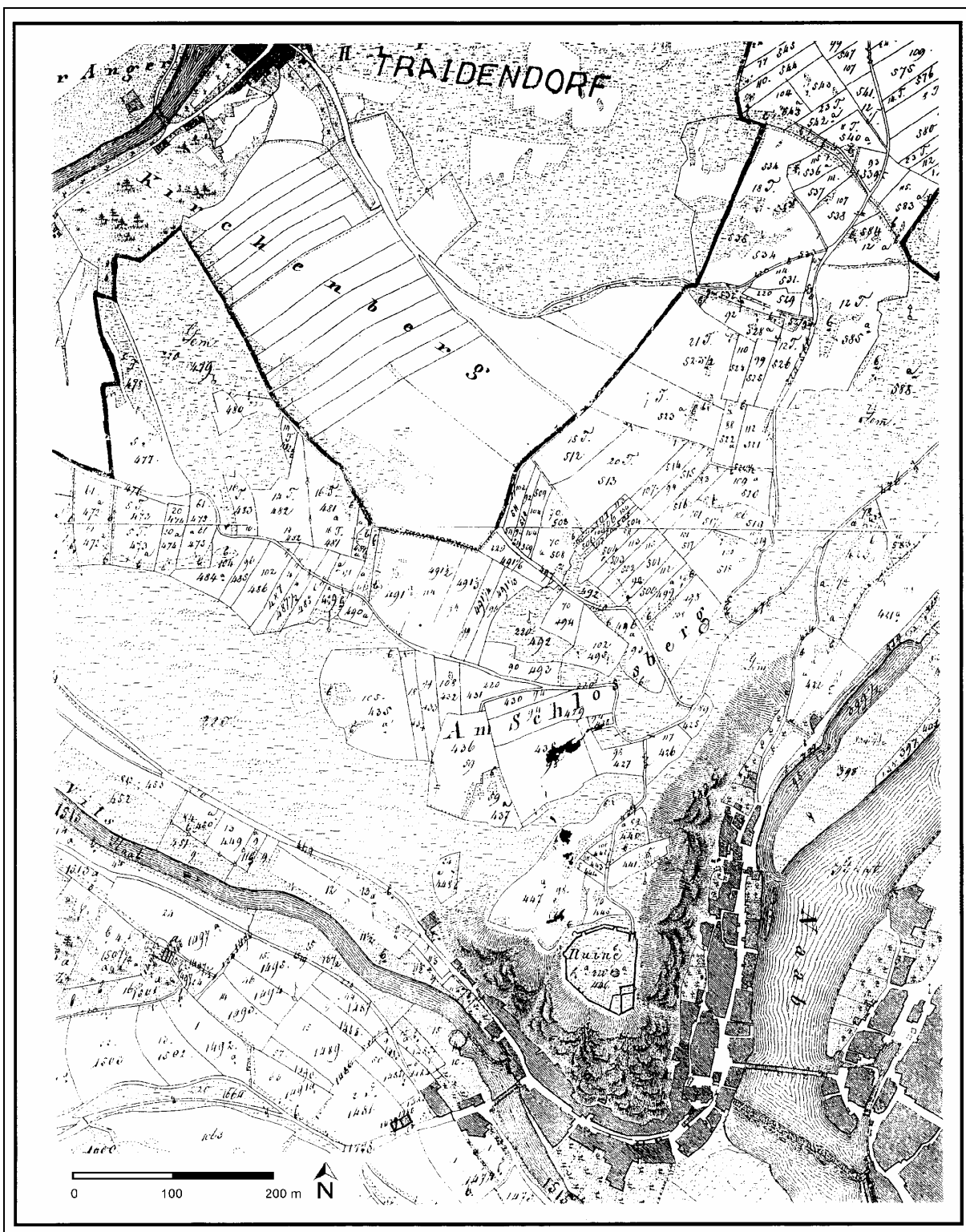
**Abbildung A 7:**  
 Grundwasser-Gleichenkarte des Raums Kallmünz im Mai 1982  
 (mit frdl. Genehmigung des Wasserwirtschaftsamtes Regensburg)





### Anhang A 8:

Der Raum Kallmünz um 1599 mit Hinweisen auf Erzgruben (Kreise); verändert nach Kartenlibell 10856 (Plansammlung Burglengenfeld) und 3599 (Hainsacker) der Pfalzneuburgischen Landesaufnahme durch Christoph Vogel 1599; (mit frdl. Genehmigung des Hauptstaatsarchives München)



**Abbildung A 9:**  
 Ur-Aufnahme des Raumes Kallmünz um 1841  
 (mit frdl. Genehmigung des Vermessungsamtes Hemau)





**Anhang A 10:**

Schrägluftbild des Raumes um Kallmünz, Blickrichtung von Süd;

Im Vordergrund der Schloßberg mit Burgruine und Markt Kallmünz sowie Naab (rechts) und Vils (links); im Hintergrund Traidendorf an der Vils

(Foto: O. Braasch, 14.10.1982; Bayerisches Amt f. Denkmalpflege, Luftbildarchäologie; Archiv-Nr. 6936/001; DIA2529-20)



**Anhang A 11:**

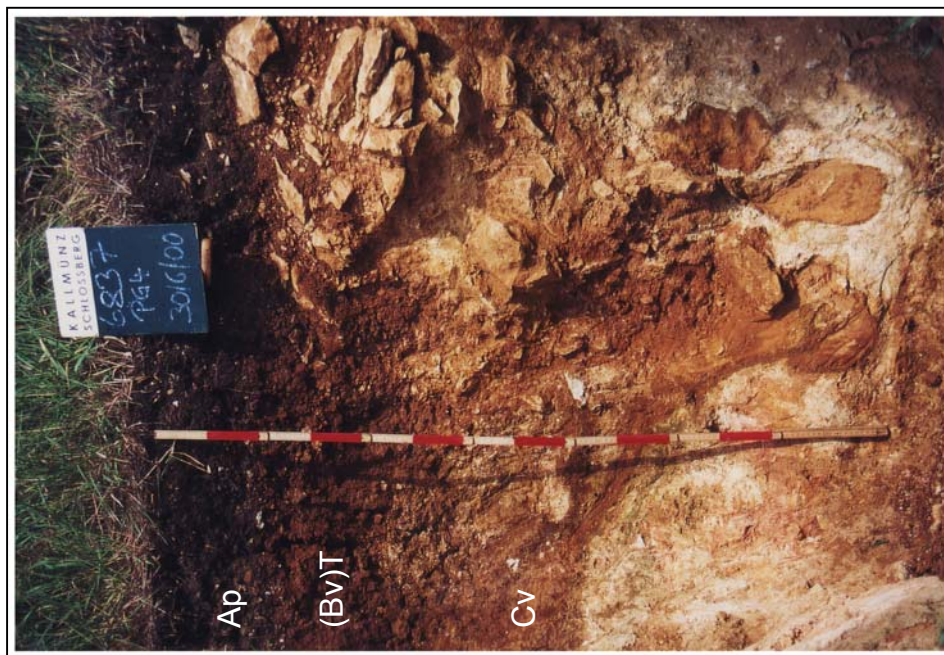
Profilgrube PG1 NW-Profil; mittelalterliches Kolluvium (M) über Skelettband & holzkohlehaltigem BvT; im unteren Profilbereich liegen geologische Substrate (Tone und Sande)



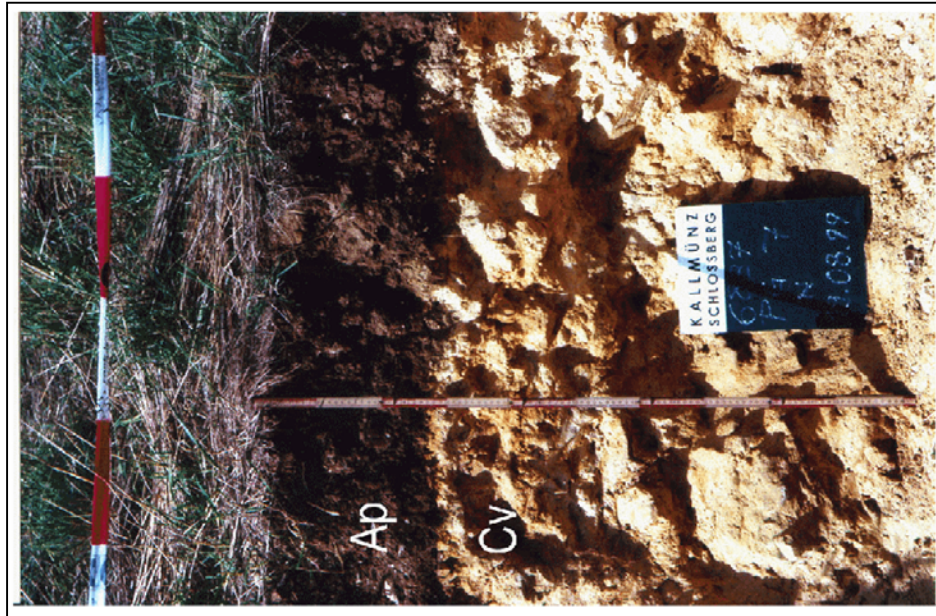
**Anhang A 12:**

Profilgrube PG1 NE-Profil; in den BvT eingetiefte Erosionsrinne; sie wurde mit neolithischem, stark holzkohlehaltigem Kolluvium verfüllt (Bildmitte)



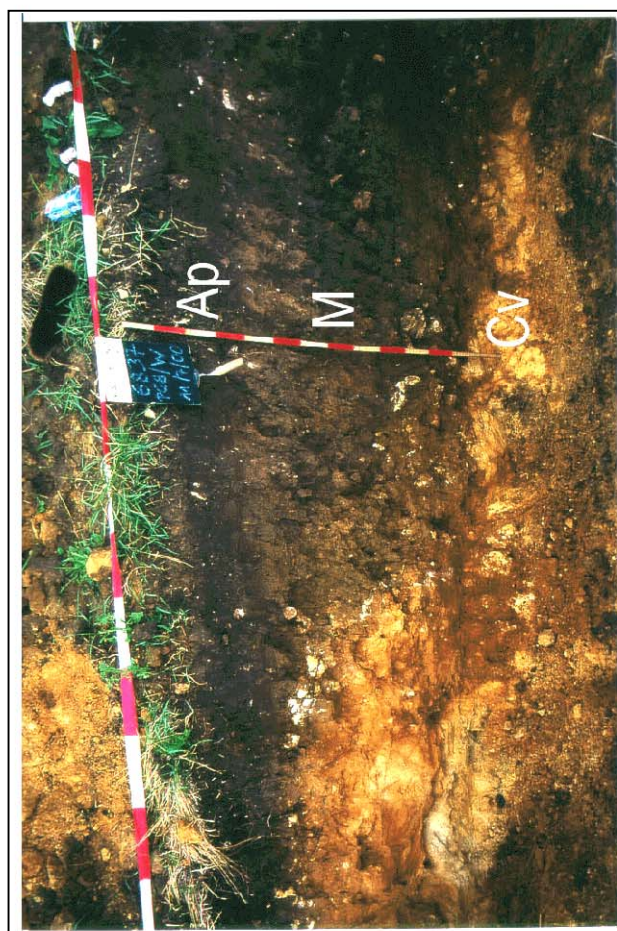


**Anhang A 13:**  
 Profilgrube PG 4; Verwürgung & Kryoturbation in  
 den tonig-mergelig bis sandigen C-Substraten;  
 Hangend (Bv-) T-Horizont und Ap



**Anhang A 14:**  
 Profilgrube PG 7; Kultorendzina mit scharfer  
 Grenze des Ap zur Dolomitmasse





#### Anhang A 15:

Profilgrube PG 8: Kolluvial verfüllte aktive Doline am Oberhang des Schloßbergs; maximale Mächtigkeit der Kolluvien (M) 160 cm (s. Anhang A 16)

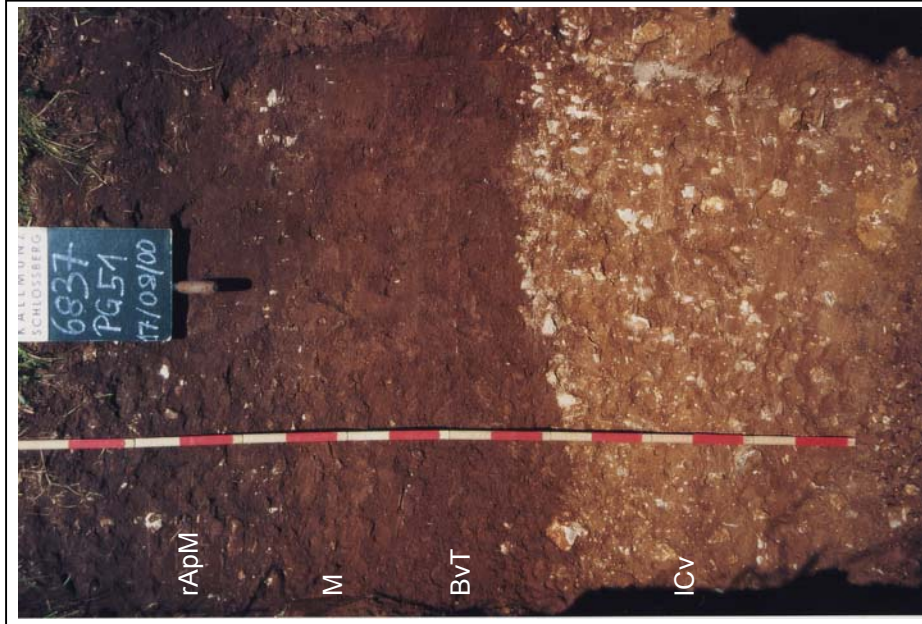


#### Anhang A 16:

Profilgrube PG 8 W4: 160 cm mächtige mehrphasig geschichtete Kolluvien (frühe Bronzezeit bis Röm. Kaiserzeit)



**Anhang A 17:**  
Schnitt des kolluvialen Schwemmfächers im Vilstal bei Kallmünz; mehrfach geschichtete Kolluvien (215 cm, frühe Bronzezeit bis Mittelalter) mit wechselnden Gehalten an organischer Substanz

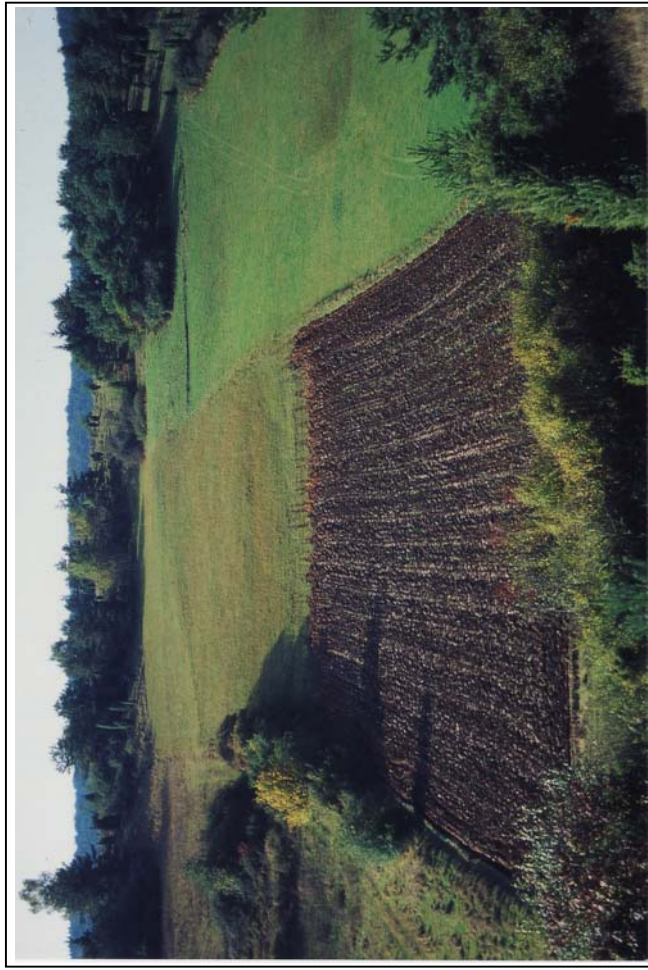


**Anhang A 18:**  
Profilgrube PG 51: Mächtiger rApM-Horizont über Kolluvium (M) und dekapitierter Terra Fusca (BvT); liegend periglaziale Fließerden





**Anhang A 19:** Schnitt durch den frühbronzezeitlichen Stufenrain PG 11, Detail des unteren Bodenprofil-Abschnitts; Kolluvium über rötlichem BvT und gelber Dolomitasche



**Anhang A 20:** Oberhang im Einzugsgebiet D bei Traidendorf, Blickrichtung Süd; ehemalige und heutige Ausmaße der ackerbaulichen Nutzflächen zeigen massive Bodenerosion (Totalerosion) in den Oberhangbereichen; Ackerbau mit Pflug ist nicht mehr möglich und wird zunehmend zurückgedrängt; landwirtschaftliche Nutzfläche geht verloren





**Anhang A 21:**

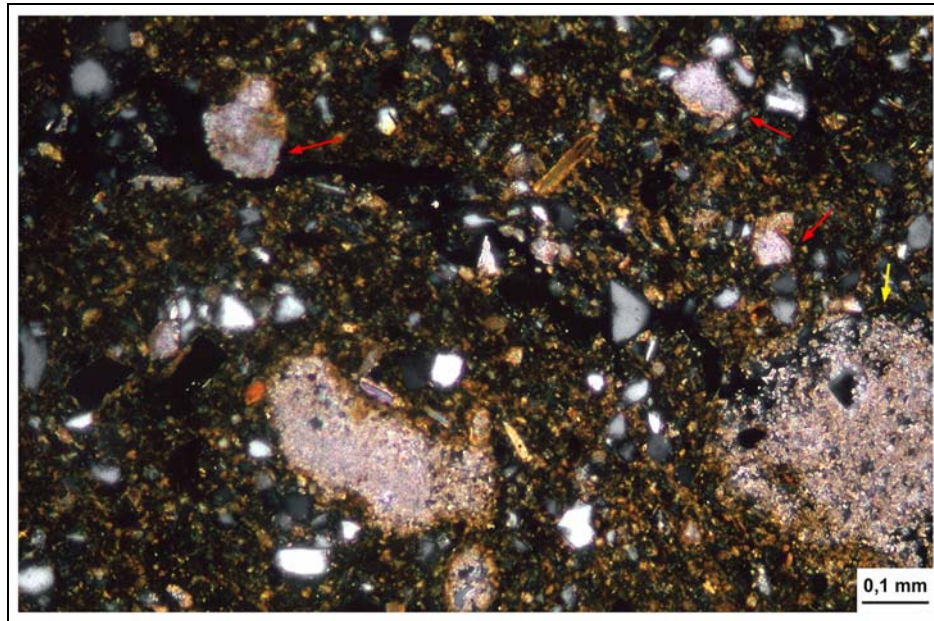
STROH'scher Schnitt (1956) durch den Außenwall im Bereich des Hirmesberges; unterhalb der Wandschüttung möglicherweise Reste von Terra fusca (?)



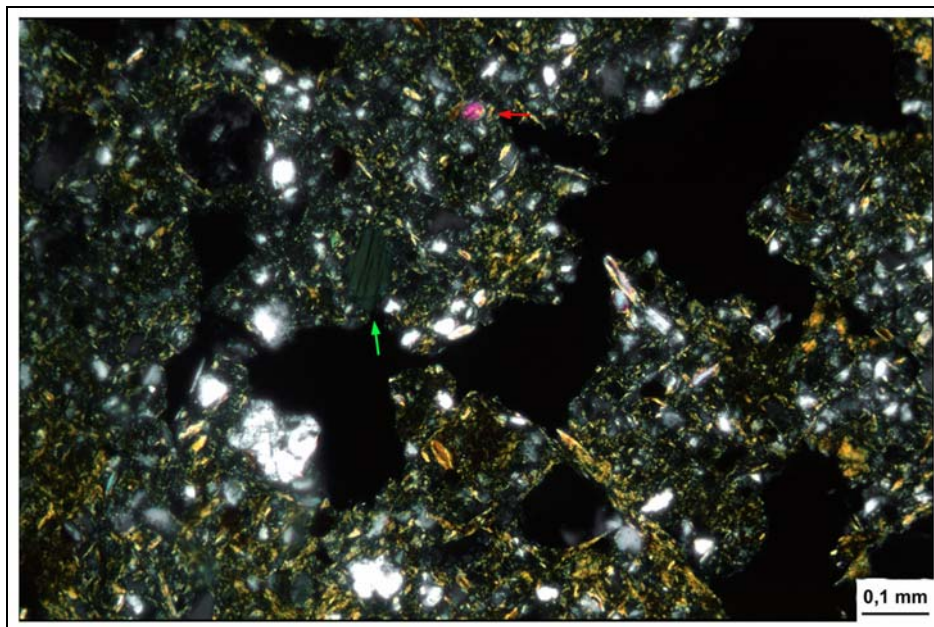
**Anhang A 22:**

STROH'scher Schnitt (1956) durch den inneren Wall, der als Sedimentfalle fungiert; geschichteter Wallbau mit Wallkrone (rechts); Ausläufer des Wallfußes (mitte) und mächtige hortisolbürtige, stark artefaktführende Siedlungs(?) -Kolluvien (links)



**Anhang A 23:**

Dünnschliff (XPL) des BvT-Horizontes aus PG1 (89 cm); sparitische und mikritische Sekundär-Carbonatausfällungen, z.T. als Konkretionen, die von orientierten Tonsäumen umgeben sind; neben autochthonen Sekundär-Carbonatausfällungen (gelber Pfeil) kommen auch umgelagerte Sekundär-Carbonatausfällungen vor (rote Pfeile), die durch einen scharfen Übergang zur Matrix gekennzeichnet sind; gebleichter Biotit und Muskovit weisen auf Fremdmaterialeinfluss hin (Foto: P.Kühn)

**Anhang A 24:**

Dünnschliff (XPL) des BvT aus PG 51 (92 cm); Grüne Hornblende (grüner Pfeil), Olivin (roter Pfeil) und zahlreiche helle Glimmer (stäbchenförmige Minerale) in der Matrix weisen auf Beimischung von Fremdmaterial hin (Foto: P. Kühn)

# Dokumentation

**Die Reihenfolge der Dokumentation richtet sich nach folgendem Prinzip:**

Zunächst wird die Reihenfolge der Einzugsgebiete eingehalten (A – E); diese gliedern sich jeweils in Oberhang und anschließend Unterhang; diese beginnen jeweils zunächst mit Profilgruben und dann mit den Rammkernbohrungen (RKS); begonnen wird jeweils mit der kleinsten Zahl und nach aufsteigendem Prinzip.

**Einzugsgebiet A****Oberhang**Profil-Nr.: **PG 1**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 2°

Bodentyp: Terra Fusca-Kolluvisol

Aufnahmedatum: 17.08.99

Höhe über NN: 400.74 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496505378 -

H: 5447438822

Reliefformtyp: flach-konkaver

Oberhang

Proben-Nr.:	Probtiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1 2	0-10 10-20	rApM	0-20	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Ziegel und Holzkohlefitter	I
3 4 5 6 7 8 9 10	20-25 25-30 30-35 35-40 40-45 45-50 50-55 55-60	M	20-60	mittel toniger Lehm, dunkelbraun (10YR 3/3), skeletthaltig, carbonatfrei, (Latène?)- und Mittelalter-Keramik (64 cm), Holzkohlefitter,	
11	61-70	(?)	60-70	Skelettband, splittiges Skelett bis 3 cm;	II
12 13	70-80 80-92	BvT	70-92	schluffiger Ton, carbonatfrei, 5YR 4/6 (leuchtend gelbrot), Polyedergefüge, schwach skeletthaltig, Holzkohlefitter	III
14	92-123	ICv	92-123	toniger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig,	IV
15	123-135	ICv	123-135	schwach toniger Sand, extrem carbonathaltig (Dolomitasche), 10 YR 7/8	V
16	>135	ICv	135-?	sandiger Ton, stark carbonathaltig, skelettfrei	VI

**Profil 6837- PG 1: Sequentielle Extraktion von pedogenem Al, Mn und Fe**

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Al (%)				Mn (%)				Fe (%)			
			p	o	d	t	p	o	d	t	p	o	d	t
6	M	-40	0,02	0,14	0,18	0,34	0,00	0,08	0,01	0,09	0,01	0,12	1,71	1,84
10	M	-60	0,02	0,14	0,20	0,36	0,00	0,08	0,01	0,09	0,01	0,15	1,87	2,03
13	BvT	-92	0,02	0,11	0,26	0,38	0,00	0,04	0,02	0,06	0,01	0,08	2,26	2,35
14	ICv	-123	0,00	0,09	0,13	0,23	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,04	0,89	0,94
15	ICv	-135	0,00	0,02	0,06	0,08	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,34	0,35



**Schwermetall-Gesamtgehalte PG 1**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Fe (%)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
2	M	10-20	14		115	36	59	32	4
4	M	-30	12		96	41	17	36	19
6	M	-40	8	6,2	102	44	17	38	8
8	M	-50	19		101	38	16	34	17
10	M	-60	8	6,4	108	48	16	39	13
11	M	-70	0		99	48	19	46	11
13	BvT	-92	23	5,8	110	56	20	50	11
14	IC	-123	11	1,7	46	22	13	20	2
15	lcCv	-135	5	1,5	18	11	6	1	0
16	ICv	>135	5		98	57	26	44	12
17	HK	HK T.	6		88	45	19	41	7

**Profil 6837- PG 1: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0-10	5,9	6,7	11,3	17,0	34,9	12,7	10,8	9,6	33,0	32,0	Lt2	6,9	0	3,1	5,3
	10-20	4,8	5,6	13,0	16,4	35,0	10,2	12,3	9,6	32,1	32,9	Lt2	6,9	0	n.b.	5,3
M	20-25	10,4	7,2	14,9	17,1	39,2	9,9	9,8	6,0	25,8	35,0	Lts	7,0	0	1,3	2,2
	25-30	9,9	7,4	12,7	15,8	35,9	9,1	11,3	7,5	27,9	36,2	Lts	7,0	0	1,3	2,3
	30-35	9,5	5,9	12,8	15,2	33,9	12,0	10,1	7,2	29,3	36,8	Lts	7,0	0	1,3	2,2
	35-40	18,8	6,9	11,5	15,3	33,6	11,8	10,9	7,7	30,4	35,9	Lt3	7,0	0	1,1	1,9
	40-45	18,9	9,1	11,6	14,3	35,0	12,2	11,3	7,1	30,7	34,3	Lt2	7,0	0	1,2	2,0
	45-50	14,8	5,8	12,2	14,8	32,8	12,9	11,1	8,1	32,1	35,1	Lt3	7,0	0	1,1	1,9
	50-55	11,6	6,1	9,7	12,9	28,7	12,9	12,6	7,9	33,4	37,9	Lt3	7,0	0	1,0	1,8
M	55-60	14,0	7,9	7,6	10,6	26,1	13,7	12,1	8,9	34,7	39,1	Lt3	6,9	0	1,0	1,8
II	61-70	57	10,6	5,7	8,7	25,0	13,2	13,2	7,8	34,1	41,0	Lt3	6,9	0	0,7	1,1
IIIBvT	70-80	13,3	6,5	4,5	6,6	17,6	15,9	12,2	6,9	35,0	47,4	Tu2	6,9	0	0,5	0,9
	80-92	5,7	4,9	4,0	7,6	16,5	16,7	15,0	7,4	39,1	44,4	Lt3	7,1	0	0,5	0,8
IV ICv	92-123	18,2	6,6	6,9	10,4	23,9	20,2	20,4	9,2	49,7	26,4	Lt2	7,4	26,9	0,4	0,6
V lcCv	123-135	0,0	0,1	12,6	76,1	88,8	1,4	0,6	0,2	2,2	9,0	St2	7,2	95,0	0,1	0,1
VI ICv	>135	0,8	4,0	10	15,2	29,2	2,6	3,3	1,9	7,8	63,0	Ts2	7,4	31,4	0,2	0,3
Hk-Tasch	70-80	3,8	2,1	15,6	29,2	46,9	4,3	6,0	2,6	12,9	40,2	Ts3	7,2	52,9	0,6	1,1

Profil-Nr.: **PG 2**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 2°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 17.08.99

Höhe über NN: 405.49 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496543339 -

H: 5447466326

Reliefformtyp: flach-konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-19	rAp	0-19	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, schwach carbonathaltig, Holzkohle	I
2 3	19-25 25-45	lCv	19-45	stark sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 3/3 (dunkelbraun)	II
4	45-65	lCv	45-105	stark sandiger Lehm, skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 4/4 (braun)	III
5	>105	lCv	>105+	reiner Sand (Dolomitasche), 5 YR 8/2 (weiß),	IV

**Profil 6837- PG 2: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)										Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T						
Ap	0-19	8,7	6,4	8,7	14,7	29,8	14,3	13,7	7,5	35,5	34,7	Lt2	7,1	10,5	2,5	4,2	
lCv	19-25	39,9	13,5	10,6	24,3	48,4	14,1	10,0	5,6	29,7	21,9	Ls4	7,3	56	1,0	1,6	
	25-45	15,9	3,5	14,5	30,5	48,5	10,4	9,9	7,0	27,3	24,2	Ls4	7,4	61,2	0,4	0,7	
	45-65	12,3	6,7	16,9	27,6	51,3	10,9	10,2	4,2	25,3	23,4	Ls4	7,5	56,3	0,2	0,4	
lCv	> 105	0	0,5	37,0	56,7	94,2	2,1	0,5	1,0	3,6	2,2	Ss	7,6	>100	0,1	0,1	

Profil-Nr.: **PG 3**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 2°

Bodentyp: Kultu-Terra Fusca

Aufnahmedatum: 17.08.99

Höhe über NN: 406.98 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496582465

H: 5447482555

Reliefformtyp: flacher Oberhang

Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-16	rAp	0-16	toniger Lehm, stark skeletthaltig, carbonathaltig, Subpolyedergefüge, 10YR 2/2 (tief dunkelbraun)	I
2	16-27	BvT	16-27	schluffiger Ton, schwach skeletthaltig, schwach carbonathaltig, 7,5YR 4/4 (rotbraun)	II
3	27+ (Keilum- gebung)	lCv	27+	sandiger Lehm, stark carbonathaltig, stark skeletthaltig, 10YR 4/6 (dunkles gelbbraun)	III
4	Keilfüllung	lCv	bis ca. 100cm Tiefe	toniger Lehm, stark carbonathaltig, skelettfrei, 5YR 7/2 (graupink)	IV

**Profil 6837- PG 3: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-16	39,9	5,8	8,8	16,1	30,8	13,1	13,7	10,1	36,9	32,3	Lt2	7,1	14,1	3,4	5,8
II BvT	16-27	12,1	2,1	2,1	6,7	11,0	11,3	13,2	9,2	33,7	55,3	Tu 2	7,3	7,9	1,2	2,1
III ICv	27+	76,9	14,5	8,2	13,1	35,8	18,2	16,6	8,6	43,5	20,7	Ls 2	7,5	46,8	0,3	0,5
IV ICv	Keilfüllung	3,5	3,9	6,1	9,4	19,3	17,4	7,5	11,5	36,4	44,3	Lt 3	7,6	45,4	0,4	0,7

Profil-Nr.: **PG 4**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 3°

Bodentyp: Kultu-Terra Fusca

Aufnahmedatum: 25.08.99

Höhe über NN: 406.68 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496532719

H: 5447490737

Reliefformtyp: flach-konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

Proben- Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-22	rAp	0-22	toniger Lehm, skeletthaltig, schwach carbonathaltig, humos, 10YR 2/2 (tief dunkelbraun), Subpolyedergefüge	I
2 3	24-32 32-40	BvT	22-40	lehmgiger Ton, carbonatfrei, schwach skeletthaltig bis skelettfrei, Polyedergefüge, 5YR 4/6 (leuchtend rotbraun)	II
4	45-52	ICv	40+	sandig toniger Lehm, stark carbonathaltig, z.T. skeletthaltig, div. Farben	III ?

**Profil 6837- PG 4: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-22	16,3	5,6	9,8	16,8	32,2	11,8	11,6	7,5	30,9	36,9	Lt3	7,2	14,2	3,0	5,2
BvT	24-32	6,5	5,1	4,2	6,6	15,9	8,7	11,1	5,5	25,3	58,8	Tl	7,2	0	0,5	0,9
	32-40	0,8	1,5	3,9	7,0	12,4	12,2	6,6	6,1	25,0	62,7	Tl	7,2	0	0,5	0,8
lCv	45-52	0,0	1,0	7,0	31,7	39,7	10,4	4,9	3,0	18,3	42,1	Lts	7,4	53,8	0,3	0,6

**Schwermetall-Gesamtgehalte PG 4**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	Ap	0-22	27		118	44	19	41	9
2	BvT	-32	24		123	85	25	55	13
3	BvT	-40	13		179	101	33	34	17

Profil-Nr.: **PG 5**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 4°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 18.09.99

Höhe über NN: 411.27 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496561890

H: 5447535326

Reliefformtyp: flach – konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
1	0-26	rAp	0-26	toniger Lehm, stark skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 2/3 (dunkelbraun)	I
2	>26	mCv	26+	verwitterter Dolomitmfels mit sandig-lehmigen Anteilen	II

**Profil 6837- PG 5: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. - S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-26	38,0	5,7	8,0	19,9	33,6	16,4	10,9	8,0	35,3	31,0	Lt2	7,2	27,0	2,7	4,6
mCv	> 26	27,5	4,5	10,5	35,9	50,8	11,6	10,4	5,6	27,5	21,7	Ls4	7,3	56,2	2,4	4,1

Profil-Nr.: **PG 6**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 2°

Bodentyp: Kultu-Rendzina über Fließerde

Aufnahmedatum: 26.09.99

Höhe über NN: 411.53 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496521748

H: 5447542352

Reliefformtyp: flach – konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
1	0-26	rAp	0-26	toniger Lehm, stark skeletthaltig, carbonathaltig, humos, 10YR 2/3 (dunkelbraun)	I
2	26-36	BvT?	26-36	sandig toniger Lehm, schwach carbonathaltig, skeletthaltig, 10 YR 4/4	II
3	36-66	Cv	36-66	sandig toniger Lehm, stark carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10 YR 4/6 (braun)	III
4	66-80	Cv	66-80	lehmiger Ton, schwach skeletthaltig, carbonathaltig, 2,5YR 5/6 (rot)	IV
5	> 80	Cv	> 80	lehmiger Ton, schwach skeletthaltig, carbonathaltig, 2,5YR 5/6 (rot)	V

**Profil 6837- PG 6: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rAp	0-26	29,0	4,8	7,7	18,0	30,5	12,7	12,5	8,3	33,6	35,9	Lt3	7,2	23,6	3,4	5,9
BvT?	26-36	13,4	11,6	7,0	14,6	33,2	7,0	8,4	7,2	22,5	44,3	Lts	7,2	6,9	1,3	2,2
Cv	36-66	1,4	6,7	12,1	22,6	41,4	11,5	5,7	5,5	22,7	35,9	Lts	7,4	36,4	0,4	0,7
Cv	66-80	2,8	7,6	10,2	16,8	34,6	7,7	5,6	6,3	19,6	45,8	TI	7,4	24,5	0,3	0,5
Cv	> 80	1,4	5,8	9,9	13,4	29,1	7,2	5,7	7,8	20,8	50,2	TI	7,4	16,4	0,2	0,3

Profil-Nr.: **PG 7**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 5°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 01.10.99

Höhe über NN: 412.72 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496482725 -

H: 5447541165

Reliefformtyp: flach – konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

Proben- Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-22	rAp	0-22	stark sandiger Lehm, skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10 YR 2/2 (dunkelbraun)	I
	>22	cCv	22+	reiner Sand, extrem carbonathaltig, z.T. skeletthaltig 10 YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	

**Profil 6837- PG 7: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-22	27,5	4,5	10,5	35,9	50,8	11,6	10,4	5,6	27,5	21,7	Ls4	7,3	56,2	2,4	4,1

Profil-Nr.: **PG 8 W1**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 3°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 30.06.00

Höhe über NN: 407.67 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496496007

H: 5447502044

Reliefformtyp: flach – konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-26	rAp	0-26	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, schwach humos, dunkelbraun (10YR 2/2), carbonathaltig,	I
2	26-38	cCv	26+	toniger Sand, extrem carbonathaltig, z.T. skeletthaltig 10 YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	

### Profil 6837- PG 8 W1: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-26	12,8	4,7	10,5	17,9	33,1	13,6	13,5	9,9	37,0	29,9	Lt2	7,4	18,7	1,3	2,4
Cv	26-38	23,3	1,0	22,4	48,7	72,0	3,6	2,5	0,7	6,8	21,2	St3	7,8	95	0,1	0,2

Profil-Nr.: **PG 8 W2,5**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 3°

Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 11.07.00

Höhe über NN: 408.40 m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496491575 -

H: 5447508580

Reliefformtyp: flach – konkaver

Oberhang

Bemerkung: -

### Profil 6837- PG 8 W 2,5: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-28	8,0	5,8	10,5	16,7	33,0	15,4	12,8	6,9	35,1	31,9	Lt2	7,1	11,1	1,4	2,5
M	28-40	1,5	7,1	13,9	18,1	39,0	12,3	12,5	7,0	31,8	29,2	Lt2	7	1,3	0,8	1,4
II M	40-50	8,0	8,6	15,5	18,2	42,3	12,0	12,3	6,7	31,0	26,7	Lt2	7	0	0,7	1,1
	50-60	5,5	9,5	16,6	19,6	45,7	12,1	10,4	5,4	27,9	26,4	Lts	7,1	0	0,5	0,8
III M	60-70	3,8	8,4	15,9	21,4	45,7	10,4	8,3	5,7	24,4	29,9	Lts	7,2	0	0,5	0,9
	70-80	1,5	6,8	15,6	23,0	45,4	8,7	7,9	5,3	21,8	32,8	Lts	7,2	0	0,7	1,3
IV M	80-90	1,6	7,9	14,6	24,0	46,5	8,1	7,4	5,7	21,2	32,3	Lts	7,2	0	0,6	1,1
	90-100	1,3	6,7	15,2	25,2	47,1	7,8	6,6	5,1	19,5	33,4	Lts	7,2	0	0,4	0,7
VI M	100-110	5,5	12,1	13,0	23,4	48,5	6,4	5,7	4,3	16,5	35,1	Lts	7,2	0	0,3	0,6
	110-120	2,4	7,5	12,9	26,8	47,2	5,3	6,4	3,9	15,6	37,3	Lts	7,3	0	0,3	0,5
VII ICv	120-130	4,2	5,0	11,4	25,2	41,6	6,1	4,1	4,7	14,9	43,5	Ts3	7,3	0	0,3	0,5
	130-140	7,7	11,2	17,0	24,7	52,9	5,0	2,9	3,5	11,4	35,7	Ts3	7,5	0	0,2	0,3
	>144	0,2	0,2	3,1	78,3	81,6	8,0	0,3	0,3	8,5	9,8	St2	7,8	95	0,1	0,2

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-28	rApM	0-28	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter	I
2	30-40	M	30-40	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter	
3 4	40-50 50-60	M	40-60	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei , Holzkohleflitter, Keramik	II
5 6	60-70 70-80	M	60-80	sandig toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 4/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei , Holzkohleflitter, Keramik	III
7 8	80-90 90-100	M	80-100	sandig toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 4/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei , Holzkohleflitter, Keramik	IV
9 10 11 12	100-110 110-120 120-130 130-140	M	100-140	sandig toniger Lehm bis sandiger Ton, schwach skeletthaltig, gelbbraun (10YR 5/6), carbonatfrei, zahlreich Holzkohleflitter, Keramik	VI
13	>144	ICv	144+	toniger Sand, extrem carbonathaltig, z.T. skeletthaltig, 10YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	VII

Profil-Nr.: **PG 8 W4**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 30.06.00  
 Höhe über NN: 408.43 m  
 Exposition: SE  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496493.166  
 H: 5447509.192  
 Reliefformtyp: flacher Oberhang  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1 2	0-20 20-30	rApM	0-30	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohleflitter	I
3 4 5	30-40 40-50 50-60	M	30-60	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter, Keramik	
6 7 8 9	60-70 70-80 80-90 90-100	M	60-100	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Holzkohleflitter, Keramik	II
10 11	100-110 110-120	M	100-120	stark sandiger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Holzkohleflitter	III
12	120-130	M	120-130	stark sandiger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Holzkohleflitter	IV
13 14	130-140 140-150	M	130-150	sandig toniger Lehm, schwach skeletthaltig, braun (10YR 4/4), carbonatfrei, Holzkohleflitter, Keramik	V
15	150-160	M	150-160	sandig toniger Lehm, schwach skeletthaltig, gelbbraun (10YR 5/6), carbonatfrei, Holzkohleflitter,	VI
16	160-170	Cv*Sd	160-170	lehmiger Ton, skelettfrei, carbonatfrei, 10YR 7/8 (gelb)	VII

#### Profil 6837- PG 8 W 4: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-20	4,2	4,1	8,3	16,5	29,0	16,0	14,3	7,8	38,1	32,9	Lt2	7,3	17,7	2,8	4,8
	20-30	1,4	4,5	9,3	15,8	29,6	14,5	13,7	8,9	37,1	33,3	Lt2	7,4	12,0	1,7	3,0
M	30-40	0,8	5,8	11,8	15,2	32,8	13,9	15,3	6,4	35,6	31,6	Lt2	7,3	3,3	1,2	2,0
	40-50	1,8	6,5	13,4	16,7	36,5	13,9	15,4	7,1	36,4	27,1	Lt2	7,2	1,7	1,0	1,7
II M	50-60	1,5	6,7	13,9	17,0	37,6	16,4	12,4	6,9	35,7	26,7	Lt2	7,2	1,4	0,9	1,6
	60-70	4,9	6,7	13,1	17,1	36,9	17,0	14,0	6,9	37,9	25,2	Lt2	7,3	1,6	0,5	0,9
	70-80	0,9	8,4	15,2	18,6	42,2	12,3	13,3	7,0	32,7	25,1	Lt2	7,2	1,3	0,7	1,1
	80-90	0,7	7,1	16,6	19,5	43,3	14,8	11,4	6,8	33,0	23,7	Ls3	7,3	0,2	0,4	0,7
	90-100	2,4	9,6	19,1	21,8	50,5	8,4	10,9	7,0	26,3	23,1	Ls4	7,3	0	0,5	0,8
	100-110	0,1	7,1	19,8	22,8	49,7	12,9	8,7	6,0	27,6	22,8	Ls4	7,4	0	0,6	1,0
III M	110-120	0,8	9,0	19,1	26,1	54,3	10,6	8,5	5,2	24,2	21,5	Ls4	7,4	0	0,4	0,7
IV M	120-130	2,6	10,8	20,1	25,5	56,4	9,5	7,1	4,5	21,1	22,5	Ls4	7,4	0	0,3	0,4
V M	130-140	1,6	8,1	18,7	25,8	52,6	8,4	7,7	5,1	21,2	26,2	Lts	7,5	0	0,4	0,7
	140-150	2,9	8,3	17,6	26,8	52,7	5,1	7,0	5,2	17,3	29,9	Lts	7,4	0	0,4	0,7
	150-160	9,3	7,1	12,2	25,8	45,2	6,2	5,4	5,3	16,9	37,9	Lts	7,5	0	0,3	0,5
Cv*Sd	160-170	1,0	0,5	2,7	22,4	25,6	5,4	6,5	9,0	20,9	53,5	TI	7,6	0	0,1	0,2



**Schwermetall-Gesamtgehalte PG 8 W 4**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
3	M	-40	32	n.b.	82	32	13	34	4
6	IIM	-70	0	n.b.	59	23	9	29	5
8	IIIM	-90	0	n.b.	51	20	8	41	0
11	IVM	-120	1	n.b.	59	9	9	26	0
14	VM	-150	14	n.b.	55	25	7	29	5
15	VIM	-160	0	n.b.	79	41	10	33	8
16	IC	-170	25	n.b.	195	97	22	18	39
13!	PG8 W 2,5 Do-Asche	>144	0	n.b.	29	5	8	4	2

Profil-Nr.: **RKS W1**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 5°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 20.10.99  
 Höhe über NN: 387.05 m  
 Exposition: SW  
 Nutzung: Wald

Lage: R: 4496480.349- H:5447414.408  
 Reliefformtyp: Mittelhang  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-13	AhM	0-13	toniger Lehm, skeletthaltig, humos, dunkelbraun (10YR 2/2), schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter	I
2 3	13-30 30-41	M	13-41	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), carbonathaltig, Holzkohleflitter	
4	41-60	M	41-60	sandig-toniger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 4/4), stark carbonathaltig, Holzkohleflitter	II
5	60-93	ICv	60-93	sandig-toniger Lehm, skeletthaltig, hellbraun (10YR 5/6), stark carbonathaltig	III

**Profil 6837- RKS W1: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
AhM	0-13	13,4	2,8	9,3	16,7	28,9	15,4	14,7	9,8	39,8	31,3	Lt2	7	8,1	4,7	8,2
M	13-30	1,6	2,4	9,7	15,7	27,7	11,7	15,7	11,4	38,8	33,4	Lt2	7,1	12,1	3,0	5,1
	30-41	4,8	5,4	11,7	16,3	33,3	8,5	11,7	10,1	30,3	36,4	Lt3	7,1	9,6	2,3	4,0
II M	41-60	10,5	9,7	14,3	19,0	43,0	9,8	8,3	6,5	24,7	32,4	Lts	7,3	25,4	1,4	2,4
IIICv	60-93	5,7	3,7	11,2	23,7	38,5	11,4	6,8	6,0	24,2	37,2	Lts	7,5	22,1	0,2	0,4

Profil-Nr.: **RKS ZW1**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 20.10.99  
 Höhe über NN: 394. 85 m  
 Exposition: SW  
 Nutzung: Wald

Lage: R: 4496504.139-  
 H:5447429.402  
 Reliefformtyp: Mittelhang  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-18	ApM	0-18	toniger Lehm, skelettfrei, humos, dunkelbraun (10YR 2/2), schwach carbonathaltig, Holzkohlefitter	I
2 3	18-33 33-41	M	18-41	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), carbonathaltig, Holzkohlefitter	
4	41-54	M	41-54	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, hellbraun (10YR 4/4), carbonathaltig, Holzkohlefitter	II
5	54-64	BvT	54-64	schluffiger Ton, skeletthaltig, schwach carbonathaltig, 5 YR 4/4 (rotbraun)	III
6	64-78	cCv	64-78	sandiger Lehm, skeletthaltig, hellbraun (10YR 5/6), stark carbonathaltig	IV?

#### Profil 6837- RKS ZW1: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
ApM	0-18	0	4,1	9,2	14,6	27,9	14,4	15,4	9,9	39,7	32,4	Lt2	n.b.	n.b.	4,8	8,3
M	18-33	0	3,5	9,2	12,8	25,5	13,5	13,9	9,7	37,1	37,4	Lt3	n.b.	n.b.	2,4	4,1
M	33-41	15,3	5,1	7,4	11,2	23,7	14,6	14,4	9,6	38,6	37,7	Lt3	n.b.	n.b.	2,0	3,4
M	41-54	4,1	2,1	6,4	10,9	19,4	14,5	15,1	9,5	39,1	41,5	Lt3	n.b.	n.b.	1,5	2,5
BvT	54-64	12,0	3,4	6,5	11,5	21,4	12,8	13,3	7,1	33,2	45,4	Tu2	n.b.	n.b.	0,7	1,2
cCv	64-78	22,9	6,0	10,9	21,2	38,1	11,3	11,4	7,1	29,8	32,1	Lts	n.b.	n.b.	0,5	0,9
	78-105	8,6	4,7	14,2	26,6	45,6	16,2	12,0	7,1	35,3	19,1	Ls3	n.b.	n.b.	0,2	0,4

Profil-Nr.: **RKS 11**  
 Profilart: Rks  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 17.05.99  
 Höhe über NN: 404.84 m  
 Exposition: NNW  
 Nutzung: -

Lage: R: 5447439082-  
 H: 4496561844  
 Reliefformtyp:  
 Bemerkung: unterhalb Wallfuss

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-18	AhM	0-18	stark sandiger Lehm, stark carbonathaltig, stark humos, dunkelbraun (10YR 2/2)	I
2 3	18-26 26-37	M	18-37	schwach toniger Lehm, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohleflitter undatiert (65-70 cm), stark skeletthaltig	
4 5 6	44-58 58-72 72-84	M	44-84	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3, carbonathaltig, Holzkohleflitter, Holzkohle undat. (90 cm)	II
7 8 9	84-95 100-146 145-160	M	84-160	toniger Lehm, carbonathaltig, stark skeletthaltig, braun (10YR 4/4), Holzkohleflitter	III
10 11 12	175-185 185-195 205-210	M	175-210	sandig-toniger Lehm, stark carbonathaltig, skelettfrei, graubraun (10YR 4/2), Holzkohleflitter	IV
13	>220	ICv	>220	sandig-toniger Lehm, stark carbonathaltig, skelettfrei, weißgrau (2,5Y 7/2)	V

### Profil 6837- RKS 11: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
AhM	0-18	4,9	2,6	18,1	32,5	53,2	9,1	11,8	8,7	29,7	17,1	Ls4	7,3	50,7	4,4	7,6
M	18-26	34,2	3,1	13,9	26,9	44,0	10,6	11,8	9,1	31,5	24,5	Ls3	7,5	44,3	1,7	3,0
	26-37	32,3	3,4	10,2	23,6	37,1	13,6	13,3	8,9	35,9	27,0	Lt2	7,6	32,3	1,7	2,9
IIM	44-58	56,3	4,3	13,1	29,1	46,6	11,5	10,8	8,4	30,7	22,7	Ls3	7,6	40,5	1,5	2,6
	58-72	34,7	4,7	11,4	30,7	46,9	11,8	9,0	8,4	29,2	23,9	Ls4	7,6	28,2	1,3	2,2
	72-84	35,9	5,9	13,4	26,4	45,8	12,4	10,1	7,0	29,6	24,6	Ls4	7,7	29,3	1,4	2,3
IIIM	84-95	30,8	2,5	8,9	21,7	33,1	15,9	14,7	9,0	39,5	27,4	Lt2	7,6	26,5	1,3	2,2
	100-146	59,1	5,0	9,6	21,2	35,9	14,7	15,0	8,4	38,1	26,0	Lt2	7,7	29,8	1,2	2,1
	145-160	35,1	2,9	9,4	21,3	33,6	16,2	15,6	5,6	37,4	29,0	Lt2	7,4	33,4	1,0	1,8
IV M	175-185	3,7	1,9	10,5	35,2	47,5	6,1	5,2	5,0	16,3	36,1	Lts	7,5	45,7	1,5	2,6
	185-195	1,5	2,1	12,0	36,5	50,6	3,7	5,0	5,5	14,2	35,3	Ts3	7,5	48,8	1,4	2,4
	205-210	4,7	2,8	12,7	34,1	49,6	5,7	4,9	5,2	15,8	34,6	Lts	n.b	44,6	0,8	1,4
ICv	>220	2,6	2,3	15,2	31,4	48,9	4,9	5,4	4,8	15,1	36,0	Lts	7,6	39,7	0,4	0,7

Profil-Nr.: **RKS 212**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 30.11.00  
 Höhe über NN: 403,38 m  
 Exposition: SW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496515665 -H: 5447450061  
 Reliefformtyp: konkaver Oberhang  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-36	rApM	0-36	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohlefitter	I
2	36-65	M	36-65	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), carbonathaltig, Holzkohlefitter und Ziegel	
3	150-175	ICv	150-175	schwach toniger Lehm, skelettfrei, gelbbraun (10YR 6/6), carbonatfrei,	IV
4	175-190	ICv	175-190	toniger Sand, skeletthaltig, carbonatfrei, 6/10GY (graugrün)	V
5	190-206	ICv	190-206	toniger Sand mit Grobsandmaximum, skelettfrei, carbonatfrei, 6/10GY (graugrün) (Grünsandstein?)	VI
6	206-224	ICv	206-224	lehmiger Ton, skelettfrei, gelbbraun (10YR 4/6), carbonatfrei,	VII
7	224-277	ICv	224-277	sandiger Lehm, schwach skeletthaltig, gelb (10YR 7/8), carbonatfrei,	VIII
8	380-416	ICv	380-416	schluffiger Ton, skelettfrei, gelbbraun (10YR 6/6), carbonatfrei,	IX

#### Profil 6837- RKS 212: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH	CaCO <sub>3</sub> (Ca Cl <sub>2</sub> )	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0-36	21,3	5,5	7,9	18,2	31,6	17,5	12,1	7,0	36,5	31,9	Lt2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
M	36-65	34,6	5,9	10,2	14,4	30,6	14,3	14,3	7,7	36,2	33,2	Lt2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ICv	150-175	0,3	5,6	12,2	15,9	33,7	16,3	15,4	6,0	37,7	28,6	Lt2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ICv	175-190	20,0	34,7	33,1	13,4	81,2	1,4	0,5	1,5	3,4	15,3	St2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ICv	190-206	0,0	54,2	22,3	2,9	79,4	0,8	0,7	0,5	2,0	18,6	St3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ICv	206-224	0,0	3,6	3,4	21,1	28,2	6,5	7,1	7,8	21,4	50,4	Tl	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ICv	224-277	4,2	2,5	6,5	49,7	58,8	5,0	5,5	5,0	15,5	25,8	Lts	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ICv	380-416	0,0	0,4	1,0	2,1	3,5	4,9	9,8	20,6	35,3	61,2	Tu2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Profil-Nr.: **RKS 236**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 28.11.00  
 Höhe über NN: 405,78 m  
 Exposition: SW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496560.016 -  
 H: 5447461.804  
 Reliefformtyp: flacher Oberhang  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1 2	0-25 25-35	rApM	0-35	toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohleflitter, Keramik	I
3 4 5 6 7	35-45 45-55 55-65 65-75 75-85	M	35-85	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/3), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohleflitter,	
8 9 10	85-95 95-105 105-115	M	85-115	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter,	II
11 12 13 14	125-135 135-145 145-155 155-165	M	125-165	schwach toniger Lehm, schwach skeletthaltig, hellbraun (10YR 4/6), subpolyedrisches Gefüge, stark carbonathaltig, Holzkohleflitter,	III
15	165-175	lcCv	165-175	sandiger Lehm, stark carbonathaltig, skeletthaltig, 10YR 5/8 (helles gelbbraun)	IV

**Profil 6837-RKS 236: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH	CaCO <sub>3</sub>	C	org. S.
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T		(Ca Cl <sub>2</sub> )	(%)	(%)	(%)
rAp	0-25	21,3	5,0	8,9	15,6	29,6	12,6	15,4	7,7	35,7	34,8	Lt2	7,3	13,3	3,1	5,3
	25-35	35,7	4,7	7,8	14,4	26,9	12,7	14,3	9,0	35,9	37,1	Lt3	7,4	11,0	1,6	2,7
M	35-45	9,6	4,8	6,8	13,2	24,8	13,3	15,6	9,5	38,3	36,9	Lt3	7,5	12,1	1,5	2,4
	45-55	6,4	3,6	6,8	12,6	23,0	15,6	15,4	9,4	40,4	36,6	Lt3	7,4	8,4	1,3	2,2
	55-65	13,0	3,0	5,9	11,7	20,7	16,3	16,9	9,6	42,8	36,5	Lt3	7,4	8,4	1,5	2,5
	65-75	4,2	2,5	5,5	10,8	18,9	16,7	17,4	10,5	44,6	36,5	Lt3	7,4	7,9	1,6	2,7
	75-85	5,9	1,8	5,1	11,6	18,4	16,8	19,6	10,5	46,9	34,7	Lt2	7,4	7,3	1,6	2,8
II M	85-95	18,6	1,7	6,0	12,2	19,9	19,0	18,4	11,2	48,6	31,5	Lt2	7,5	9,1	1,6	2,7
	95-105	1,8	2,1	5,9	13,4	21,4	17,1	19,0	12,0	48,0	30,6	Lt2	7,5	9,5	1,9	3,3
	105-115	3,6	1,6	5,8	14,1	21,6	18,1	17,5	11,2	46,8	31,7	Lt2	7,5	10,3	2,1	3,7
III M	125-135	22,5	2,0	6,4	16,3	24,6	18,6	16,9	7,6	43,2	32,2	Lt2	7,6	24,4	0,7	1,2
	135-145	6,3	2,5	9,4	19,7	31,6	16,4	14,9	6,5	37,9	30,5	Lt2	7,6	29,7	0,6	1,0
	145-155	4,2	1,8	6,3	16,3	24,4	16,7	16,4	7,7	40,8	34,8	Lt2	7,6	26,7	0,3	0,6
	155-165	4,3	2,5	8,9	20,7	32,1	17,8	15,6	6,7	40,1	27,8	Lt2	7,6	33,3	0,3	0,5
IV cCv?	165-175	19,2	3,4	16,4	26,8	46,6	14,1	11,7	4,9	30,6	22,7	Ls3	7,6	48,5	0,2	0,3

Profil-Nr.: **RKS 2361**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol -Kulto  
 Rendzina

Aufnahmedatum: 28.11.00  
 Höhe über NN: 405.78 m  
 Exposition: S  
 Nutzung: Weide

Lage: R: 4496560016-  
 H: 5447461804  
 Reliefformtyp: flacher Oberhang  
 Bemerkung: -

Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
rAp	0-25	schwach sandiger Lehm, carbonatfrei, 10YR 3/3, skeletthaltig, Holzkohleflitter	I
M	25-35	schwach toniger Lehm, carbonatfrei, 10YR 4/4, skeletthaltig, Holzkohleflitter	
cCn	>35	Malm - Fels	II

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **RKS 286**  
 Profilart: Rks  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 30.11.00  
 Höhe über NN: 405.99 m  
 Exposition: S  
 Nutzung: Weide

Lage: R: 4496353.208 –  
 H: 5447498.605  
 Reliefformtyp: Mittelhang  
 Bemerkung: ehemalige Ackerterrasse,  
 3m oberhalb Stufenrain

Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
rApM	0-30	schwach toniger Lehm, 10 YR 2/2, schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter	I
M	30-45	schwach toniger Lehm, 10 YR 3/4, carbonatfrei, skeletthaltig, Holzkohleflitter, Steinlage bei 45 cm	
M	45-65	schwach toniger Lehm, 10 YR 3/4, carbonatfrei, skeletthaltig, Holzkohleflitter, Steinlage bei 65 cm	II
M	65-90	schwach toniger Lehm, carbonatfrei, skeletthaltig, Holzkohleflitter	III
M	90-105	schwach toniger Lehm, sehr stark skeletthaltig (bis 5 cm Ø)	IV
cCv	105-125	weiße Dolomitasche, vereinzelt mit Kolluvium vermengt, extrem carbonathaltig	V
cCv	>125	weiße Dolomitasche (reiner Sand) 10R 6/8, extrem carbonathaltig	VI

keine Labordaten vorliegend !

Profil-Nr.: **RKS 287**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 30.11.00  
 Höhe über NN: 405.85 m  
 Exposition: S  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496335.541  
 H: 5447504.458  
 Reliefformtyp: Ackerterrasse  
 Bemerkung: Hinterfüllung eines  
 Stufenrains

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-25	rApM	0-25	sandiger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, stark carbonathaltig, Holzkohle	I
3	25 - 35 35 - 45 45 - 55 55 - 70	M	25 - 70	sandig-toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/3), subpolyedrisches Gefüge, stark carbonathaltig, Holzkohle	
4	70 - 80 80 - 90 90 - 100	M	70 - 100	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, braun (10YR 4/4), subpolyedrisches Gefüge, stark carbonathaltig, Holzkohlefitter	II
5	100 -110 110 -120 120 -135	M	100 -135	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, braun (7,5YR 4/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohlefitter	III
6	135-145 145-155	M	135-155	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, braun (7,5YR 3/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonathaltig, Holzkohlefitter, Keramik	IV
7	155 -165 165 -180	BvT	155 -190	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, rotbraun (5YR 4/6), subpolyedr. Gefüge, schwach carbonathaltig, Holzkohlefitter	V
8	205-215	lcCv	190-215	reiner Sand, extrem carbonathaltig, 10 YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	VI

**Profil 6837- RKS 287: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rAp M	0 - 25	17,6	3,8	14,4	29,4	47,6	12,7	10,5	4,6	27,8	24,6	Ls4	7,3	47,3	2,4	4,1
	25 - 35	22,7	3	14,7	29,6	47,2	13	9,8	5	27,8	25	Lts	7,2	52,6	2,1	3,5
	35 - 45	32,9	2,9	14,9	32,2	49,9	10,8	9,9	4,3	25,1	25,1	Lts	7,3	51,1	1,5	2,6
	45 - 55	43,2	3,1	13	28,4	44,6	15,4	9,1	4,7	29,2	26,2	Lts	7,3	47,3	1,3	2,2
	55 - 70	43	4	12,7	27,1	43,8	15,7	9,7	4,7	30,1	26,1	Lt2	7,4	44,2	1,0	1,7
	70 - 80	16,1	3,7	13,5	27,3	44,5	13,9	10,4	5	29,3	26,2	Lts	7,4	44,8	1,0	1,7
	80 - 90	22,6	3	12,8	26,7	42,5	14,7	10,6	4,8	30,2	27,3	Lt2	7,5	34,3	1,0	1,7
	90 - 100	8,6	2,1	11,9	22,7	36,7	18,1	10,5	6,4	34,9	28,4	Lt2	7,5	40,4	1,0	1,6
	100 -110	18,5	3,1	7,7	16,6	27,4	19,4	15,4	5,7	40,5	32,1	Lt2	7,4	24,8	0,7	1,2
	110 -120	3,1	2,7	7,5	15,4	25,5	19,1	15,8	6,9	41,8	32,7	Lt2	7,5	22,0	0,7	1,2
	120 -135	25,5	2,8	8	17,6	28,5	18	13,4	6,7	38,2	33,4	Lt2	7,5	26,8	0,8	1,4
	135 -145	12,3	3,3	6,9	15,3	25,4	17,8	14,2	7,5	39,6	35	Lt3	7,5	19,9	1,0	1,8
	145 -155	14,1	4,1	6,9	12,6	23,6	16,3	15	6,4	37,7	38,7	Lt3	7,5	17,5	0,9	1,5
	IIIBvT	155 -165	5,3	5,2	4,9	8,5	18,6	16,1	16	7,6	39,7	41,7	Lt3	7,5	6,2	0,6
165 -180		35,9	7,3	8,1	13,4	28,8	14,9	11,9	5,5	32,3	38,9	Lt3	7,5	23,9	0,4	0,7
IV lcCv	205 -215	33,2	2	16,4	53,8	72,3	10,6	3,9	2,2	16,6	11,1	Sl3	7,9	95,0	0,2	0,3

## Unterhang Einzugsgebiet A

Profil-Nr.: **(PG) VA1**

Profilart: PG + RKS

Neigung: 2°

Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 03.07.01

Höhe über NN: 341,20 m

Exposition: SW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496332.514 -

H:5447326.753

Reliefformtyp: Hangfuß

Bemerkung: koll. Schwemmfächer

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1 2	0-16 16-26	rApM	0-26	schluffiger Lehm, carbonathaltig, humos, 10 YR 2/1 (schwarz), schwach skeletthaltig, Holzkohleflitter	I
3 4 5	26-40 40-50 50-60	M	26-60	sandiger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 2/2 (tiefes dunkelbraun), skeletthaltig, Holzkohleflitter	
6 7 8 9	60-70 70-80 80-90 90-100	M	60-100	sandiger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 4/4 (braun), skeletthaltig, Holzkohleflitter, Keramik	II
10 11 12	100-110 110-120 120-130	fAh*M	100-130	toniger Lehm, carbonathaltig, 10YR 3/2 (dunkelgraubraun), schwach skeletthaltig, Holzkohleflitter	III
13 14	130-140 140-150	M	130-150	toniger Lehm, carbonathaltig, 10YR 4/3 (braun), schwach skeletthaltig, Holzkohleflitter	IV
15 16	150-160 160-170	M	150-170	toniger Lehm, carbonathaltig, 10YR 3/3 (dunkelbraun), schwach skeletthaltig, Holzkohleflitter	V
17 18	170-180 180-190	M	170-190	sandiger Lehm, carbonathaltig, 10YR 3/6 (dunkelgelbbraun), schwach skeletthaltig, Holzkohleflitter	VI
19 20	190-200 200-210	M	190-210	sandiger Lehm, carbonathaltig, 10YR 3/4 (dunkelgelbbraun), schwach skeletthaltig, zahlreiche Holzkohle und Keramik (BZ?)	VII
21 22 23	210-220 220-230 230-240	aMGo	210-240	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, 10YR 4/4 (dunkelgelbbraun), skelettfrei frei von Holzkohle	VIII
24 25 26	240-250 250-270 270-280	aMGo	240-280	toniger Lehm, carbonatfrei, 10YR 3/4 (dunkelgelbbraun), skelettfrei frei von Holzkohle	IX
27	290-300	aMGor	280-300	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 10YR 4/4 (dunkelgelbbraun), skelettfrei	X
28	310-320	aMGhor	300-320	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 7,5YR 4/6 (tiefbraun), skelettfrei	XI
29 30	320-330 330-340	aMGor	320-340	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 7,5YR 5/8 (tiefbraun), skelettfrei	XII
31 32	350-370 380-395	aMGor	340-410	schluffiger Lehm, carbonathaltig, 7,5YR 4/6 (tiefbraun), skelettfrei	XIII
33	>410	lcCv	>410	reiner Sand, extrem carbonathaltig, 10YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	XIV



**Profil 6837- PGVA 1: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
ApM	0-16	20	0,5	10,7	25,1	36,2	26,1	15,7	7,3	49,0	14,7	Slu	7,2	37,7	3,6	6,2
M	16-26	23,2	6,8	10,8	21,9	39,5	22,9	13,1	3,8	39,9	20,6	Ls3	7,4	40,7	1,5	2,6
	26-40	23,6	5,0	9,8	23,1	37,9	20,6	11,9	5,0	37,6	24,5	Ls3	7,5	33,8	1,1	1,9
	40-50	18,7	4,2	9,4	23,2	36,8	19,5	11,0	4,6	35,1	28,1	Lt2	7,6	32,9	1,2	2,1
	50-60	26,5	8,8	11,0	22,7	42,5	19,3	9,5	5,1	33,9	23,6	Ls3	7,5	42,0	1,0	1,7
II M	60-70	35,4	9,7	11,9	25,7	47,3	18,4	8,3	3,6	30,4	22,4	Ls3	7,6	47,0	0,8	1,4
	70-80	20,2	6,3	9,8	25,9	41,9	22,2	6,9	5,7	34,7	23,4	Ls3	7,6	44,8	0,9	1,6
	80-90	9	5,6	10,4	25,0	41,0	19,2	10,1	3,8	33,0	26,0	Lt2	7,5	44,4	1,0	1,8
fAhM	90-100	18,1	5,4	9,4	24,5	39,4	18,0	10,1	5,0	33,1	27,6	Lt2	7,4	36,3	0,8	1,4
	100-110	12,0	4,9	8,3	22,9	36,1	19,6	11,5	5,2	36,3	27,5	Lt2	7,5	32,3	1,0	1,7
	110-120	5,2	3,6	7,9	22,5	34,0	18,3	12,4	7,2	37,9	28,1	Lt2	7,4	32,4	1,4	2,5
IV M	120-130	9,6	2,5	7,8	20,1	30,4	20,3	13,9	6,4	40,6	29,0	Lt2	7,4	30,4	1,3	2,3
	130-140	2,9	2,6	7,3	21,5	31,5	19,7	13,7	6,3	39,8	28,8	Lt2	7,5	36,8	0,9	1,5
	140-150	11,0	3,2	7,3	22,3	32,8	20,8	13,0	6,0	39,8	27,3	Lt2	7,5	38,0	0,9	1,5
V M	150-160	12,3	3,4	8,4	23,0	34,8	18,7	12,4	5,6	36,8	28,3	Lt2	7,5	41,7	0,8	1,4
	160-170	16,2	4,1	10,5	24,3	38,9	15,7	12,3	5,4	33,4	27,6	Lt2	7,5	38,6	0,7	1,2
VI M	170-180	6,2	4,5	12,1	24,7	41,3	17,2	11,2	5,5	33,9	24,8	Ls3	7,6	33,7	0,7	1,2
	180-190	3,4	3,8	14,9	26,7	45,5	13,1	11,1	4,9	29,0	25,5	Lts	7,6	35,0	0,5	0,9
VII M	190-200	11,9	7,0	16,9	26,4	50,3	12,2	9,7	4,7	26,6	23,1	Ls4	7,5	42,4	0,5	0,9
	200-210	5,2	3,8	8,6	16,6	29,1	19,0	14,8	8,4	42,2	28,8	Lt2	7,5	20,2	0,9	1,5
aM	210-220	0,3	2,1	6,1	14,5	22,7	19,7	17,8	8,7	46,2	31,1	Lt2	7,6	16,6	0,9	1,6
	220-230	0	1,8	4,4	9,6	15,8	21,9	19,2	8,9	50,0	34,2	Tu3	7,5	6,7	0,7	1,2
aM	230-240	19,6	1,1	4,5	8,9	14,5	18,6	20,8	9,0	48,4	37,2	Lt3	7,4	3,2	0,7	1,1
	240-250	0	0,2	2,3	5,6	8,1	17,9	21,4	9,2	48,6	43,3	Lt3	7,2	1,9	0,4	0,7
	250-270	0	0,1	1,7	5,1	6,8	18,1	20,8	8,8	47,7	45,5	Tu2	7,2	2,1	0,3	0,6
	270-280	0,6	0,3	3,3	6,6	10,2	17,8	19,4	8,7	45,9	43,9	Lt3	7,4	2,6	0,7	1,1
fAh	290-300	0,4	1,1	4,4	8,1	13,6	18,8	19,0	8,9	46,7	39,7	Lt3	7,6	4,5	0,2	0,3
	310-320	4	1,4	4,7	10,0	16,1	17,3	19,6	7,5	44,4	39,5	Lt3	7,5	8,1	0,9	1,5
	320-330	0,3	3,7	6,9	9,5	20,1	18,9	18,4	7,5	44,8	35,1	Lt3	7,6	10,4	0,2	0,4
	330-340	0	3,0	5,6	7,6	16,2	20,5	19,1	7,9	47,4	36,4	Lt3	7,6	7,0	0,2	0,3
Gr?	350-370	0	1,2	3,6	11,3	16,1	24,1	23,9	9,2	57,1	26,8	Lu	7,8	27,7	0,2	0,3
	380-395	0	0,3	1,5	9,0	10,8	25,7	25,6	10,3	61,6	27,7	Lu	7,8	22,5	0,2	0,3
	cCv	>410	0	2,0	62,4	25,9	90,3	4,3	1,6	1,0	6,9	2,9	Ss	8,4	104	0,0

**Schwermetall-Gesamtgehalte VA 1**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	M	-16	2	n.b.	0	20	16	30	0
2	M	-26	0	n.b.	0	19	15	26	2
3	M	-40	0	n.b.	0	18	15	31	4
4	M	-50	0	n.b.	0	22	17	33	6
5	M	-60	0	n.b.	0	19	15	29	2
6	M	-70	0	n.b.	0	25	13	31	2
7	M	-80	0	n.b.	0	23	15	30	3
8	M	-90	0	n.b.	0	21	15	26	1
14	M	-150	0	n.b.	0	27	19	31	5
18	M	-190	0	n.b.	0	26	18	33	5
19	M	-200	0	n.b.	0	22	18	30	5
20	M	-210	0	n.b.	0	21	17	31	2
21	aM	-220	3	n.b.	0	22	21	42	7
22	aM	-230	0	n.b.	0	21	15	48	4
23	aM	-240	6	n.b.	0	29	16	58	6
24	aM	-250	2	n.b.	5	37	16	67	12
25	aM	-270	0	n.b.	9	34	15	75	8
26	aM	-280	4	n.b.	1	43	20	77	5
27	aM	-300	0	n.b.	16	30	13	80	7
28	aM	-320	19	n.b.	115	39	15	45	7
29	aM	-330	14	n.b.	94	23	12	29	5
30	aM	-340	14	n.b.	96	29	12	32	3
31	aM	-370	15	n.b.	65	24	12	21	7
32	aM	-395	8	n.b.	69	22	10	22	2
33	ICv	>410	6	n.b.	7	2	3	1	0

Profil-Nr.: **VA 4**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 27.06.01  
 Höhe über NN: 340,55 m  
 Exposition: SW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R:4496326,817 - H:5447322,177  
 Reliefformtyp: Übergang Hangfuss  
 Aue  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-20	rApM	0-20	schluffiger Lehm, carbonathaltig, humos, 10 YR 2/1 (schwarz), schwach skeletthaltig,	I
2	20-35	M	20-35	sandiger Lehm, stark carbonathaltig, humos, 10 YR 2/2 (tiefes dunkelbraun), skeletthaltig	II
3	35-50	M	35-50	sandiger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 3/3 (dunkelbraun), skeletthaltig, glasierte Keramik bei 45 cm	III
4 5	50-80 80-100	aM	50-100	schluffiger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 4/4 (dunkel gelbbraun), skelettfrei	IV
6 7	100-115 115-130	M	100-130	toniger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 3/4 (dunkelbraun), stark skeletthaltig,	V
8 9 10	130-145 145-160 160-170	aM	130-170	toniger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 4/4 (dunkelbraun), skelettfrei	VI
11	170-195	aM	170-195	schluffiger Ton, schwach carbonathaltig, 7,5YR 4/6, marmoriert, skelettfrei	VII
12 13	195-220 220-235	aM	195-235+	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 7,5YR 4/4, marmoriert, skelettfrei	VIII

#### Profil 6837- VA 4: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0-20	5,4	3,0	9,3	19,8	32,1	21,9	17,6	10,8	50,3	17,6	Lu	7,1	30,5	3,0	5,1
M	20-35	20,3	6,1	11,1	22,9	40,1	19,5	13,5	6,5	39,5	20,4	Ls3	7,4	49,8	1,3	2,3
M	35-50	21,4	2,6	6,1	13,5	22,1	21,9	22,2	8,9	53,0	24,9	Lu	7,5	9,9	1,1	1,9
aM	50-80	0,0	0,8	3,2	12,6	16,6	25,3	23,1	9,2	57,6	25,8	Lu	7,4	13,2	0,9	1,6
	80-100	1,7	1,7	4,8	14,9	21,3	24,3	19,3	7,8	51,4	27,3	Lu	7,5	24,5	0,7	1,2
M	100-115	29,4	2,6	6,9	18,1	27,6	17,6	15,7	7,5	40,8	31,6	Lt2	7,5	23,4	0,9	1,5
	115-130	39,8	2,1	6,8	17,1	26,0	19,5	16,0	6,9	42,4	31,6	Lt2	7,5	23,1	1,1	1,8
aM	130-145	7,1	2,4	6,0	16,4	24,9	21,3	15,8	7,6	44,7	30,4	Lt2	7,5	18,9	0,8	1,4
	145-160	0,5	2,4	4,5	14,0	20,8	19,6	19,5	8,3	47,4	31,8	Lt2	7,6	18,6	0,7	1,3
	160-170	0,0	1,3	3,5	6,9	11,7	24,9	22,8	9,7	57,5	30,8	Tu3	7,4	3,2	0,4	0,7
aM	170-195	0,0	0,2	1,9	5,4	7,5	22,9	20,5	9,1	52,5	40,0	Tu3	7,2	2,5	0,2	0,3
aM	195-220	0,0	2,1	5,6	10,3	18,1	18,8	17,9	7,8	44,4	37,5	Lt3	7,5	2,8	0,2	0,3
	220-235	0	1,0	4,7	9,7	15,4	20,4	19,4	8,5	48,3	36,3	Lt3	7,5	4,3	0,1	0,1

Profil-Nr.: **VA 5**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 1°  
 Bodentyp: Auengley

Aufnahmedatum: 27.06.01  
 Höhe über NN: 340,07 m  
 Exposition: SW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496320.945 -  
 H:5447317.203  
 Reliefformtyp: Übergang Hangfuß -  
 Aue  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-15	aMAh	0-15	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, humos, 10 YR 2/1 (schwarz), skelettfrei	I
2	15-30	M	15-30	sandiger Lehm, carbonathaltig, skeletthaltig, schwach humos, 10YR 3/3 (dunkelbraun),	II
3 4	30-50 50-70	aM	30-70	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, 10 YR 3/3 (dunkelbraun), skelettfrei	III
5 6 7	70-90 90-110 110-120	aM	70-120	toniger Lehm, carbonathaltig, 10 YR 3/2 (dunkelbraun), schwach skeletthaltig; Holzkohlefitter	IV
8 9 10	120-140 140-160 160-180	aMGo	120-180	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 10 YR 4/3 (braun), skelettfrei, z. T marmoriert	V
11 12 13	180-205 205-225 225-240	aMGor	180-240	sandiger Lehm, stark carbonathaltig, 7,5YR 5/6 (tiefbraun), skelettfrei	VI
14	240-260	ICv	240-260	toniger Sand, carbonathaltig, skelettfrei; 10YR 4/6 (gelbbraun)	VII
15	>260	ICn	>260	toniger Sand, stark skeletthaltig (gut gerundete Flusskiesel), carbonathaltig	VIII

#### Profil 6837- VA 5: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
aMAh	0-15	2,9	2,1	7,7	12,4	22,2	21,3	24,3	10,3	55,9	21,8	Lu	6,7	11,6	3,1	5,4
M	15-30	8,7	7,6	11,8	14,3	33,6	21,6	18,4	7,4	47,4	19,0	Ls2	7	22,5	1,5	2,6
aM	30-50	0,0	0,5	3,4	10,2	14,1	26,0	27,8	10,2	64,0	22,0	Lu	7	9,6	1,2	2,1
	50-70	0,0	0,7	4,0	11,1	15,7	27,3	24,8	9,7	61,8	22,5	Lu	7,2	7,9	1,1	1,8
aM	70-90	6,1	3,5	7,6	13,1	24,1	23,1	20,1	6,9	50,1	25,7	Lu	7,2	14,1	0,7	1,3
	90-110	9,3	3,9	8,0	13,2	25,1	21,9	17,7	6,8	46,4	28,4	Lt2	7,2	14,2	0,7	1,2
	110-120	2,6	1,7	6,2	15,7	23,6	22,3	15,3	6,8	44,4	32,0	Lt2	7,3	15,1	0,7	1,2
aMGo	120-140	0,0	1,1	6,7	12,8	20,6	21,5	15,9	7,3	44,7	34,7	Lt2	7,3	5,3	0,5	0,9
	140-160	0,0	0,2	9,8	14,8	24,8	19,0	14,5	6,4	39,9	35,3	Lt3	7,1	2,8	0,4	0,6
	160-180	19,0	0,4	11,4	15,7	27,5	18,6	14,3	5,5	38,4	34,1	Lt2	7,2	1,4	0,4	0,6
aMGor	180-205	0,0	1,5	9,2	22,9	33,6	21,0	16,3	7,2	44,5	21,9	Ls2	7,4	32,9	0,1	0,2
	205-225	0,0	1,0	8,3	19,6	29,0	21,7	19,2	8,3	49,1	21,9	Ls2	7,3	35,4	0,1	0,2
	225-240	2,0	2,6	13,4	15,3	31,3	22,4	17,3	7,7	47,4	21,3	Ls2	7,3	27,3	0,1	0,2
ICv	240-260	0	4,8	73,4	8,4	86,6	2,1	3,4	1,4	7,0	6,4	St2	7,4	17,7	0,1	0,1
ICn	>260	61,9	41,0	29,7	13,7	84,4	3,9	2,6	2,4	9,0	6,6	St2	7,3	18,0	0,1	0,2

Profil-Nr.: **VA 8**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: -  
 Bodentyp: Auengley

Aufnahmedatum: 27.06.01  
 Höhe über NN: 339,91 m  
 Exposition: -  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496310.075-  
 H:5447307.528  
 Reliefformtyp: Aue  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-20	AhaM	0-20	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, stark humos, 10 YR 2/3 (dunkelbraun), skelettfrei	I
2 3	20-30 30-50	aM	20-50	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, humos, 7,5 YR 4/4 (braun), schwach skeletthaltig,	II
4 5	50-80 80-100	aM	50-100	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, schwach humos, 7,5YR 4/6 (braun), schwach skeletthaltig, Holzkohle bei 70 cm	III
6	100-120	aMGro	100-120	schwach toniger Lehm, carbonathaltig, skeletthaltig, 10YR 4/3 (braun), Konkretionen	IV
7 8	120-135 135-150	aMGr	120-150	toniger Lehm, carbonathaltig, schwach humos, 10YR 3/3 (dunkelbraun), skelettfrei	V
9	150-170	aMGor	150-170	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 10YR 4/4 (gelbbraun), skelettfrei	VI
10 11	170-190 190-200	aMGor	170-200	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 10YR 4/4 (gelbbraun), skelettfrei	VII
12	200-230	ICv	200-230	lehmiger Sand, stark carbonathaltig, 7,5 YR 4/6 (gelbbraun), skelettfrei	VIII
13	>230	ICn	>230	lehmiger Sand, stark carbonathaltig, 7,5 YR 4/6 (gelbbraun), stark skeletthaltig	IX

### Profil 6837- VA 8: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
AhaM	0-20	0	0,7	4,2	12,3	17,2	25,6	25,9	13,0	64,5	18,3	Lu	6,8	5,7	4,9	8,4
aM	20-30	4,9	2,4	7,4	14,0	23,8	24,3	21,7	8,8	54,8	21,3	Lu	7,1	8,8	1,8	3,2
	30-50	0	1,0	6,9	12,2	20,1	29,4	20,6	8,4	58,4	21,4	Lu	7,1	7,8	1,1	1,8
aM	50-80	0	2,3	8,3	13,9	24,5	22,4	21,8	7,0	51,2	24,3	Lu	7,2	9,8	0,6	1,0
aM	80-100	3,9	2,4	6,4	12,1	20,9	25,6	18,9	7,2	51,7	27,3	Lu	7,2	11,9	0,6	1,0
aMGro	100-120	5,7	2,1	7,0	15,0	24,2	21,6	15,4	6,9	43,8	32,0	Lt2	7,1	12,7	0,8	1,3
aMGr	120-135	1,2	2,0	7,5	14,8	24,3	17,5	16,3	7,0	40,8	34,8	Lt2	7	8,7	0,9	1,6
	135-150	0	1,0	7,1	13,0	21,1	17,5	17,7	7,1	42,2	36,7	Lt3	7,1	7,1	0,9	1,6
aMGor	150-170	0	0,3	5,8	12,2	18,4	18,8	14,6	7,2	40,6	41,0	Lt3	7	4,0	0,6	1,0
aMGor	175-190	0,9	2,7	6,1	13,6	22,4	19,7	13,7	7,2	40,6	37,1	Lt3	7,3	8,9	0,4	0,7
	190-200	0	1,8	6,9	13,8	22,5	20,2	14,1	7,2	41,5	36,0	Lt3	7,3	12,2	0,5	0,8
lCv	200-230	0	1,5	25,3	30,6	57,3	14,4	9,4	4,4	28,2	14,5	Sl4	7,5	33,4	0,2	0,3
lCn	>230	41,1	4,0	39,0	27,0	70,0	10,9	5,7	3,7	20,3	9,8	Sl3	7,5	31,8	0,1	0,2

**Schwermetall-Gesamtgehalte VA 8**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Fe (%)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	AhaM	0-20	68	5,38	366	25	39	44	12
2	aM	20-30	31	5,76	122	21	29	38	3
3		30-50	12	8,63	71	22	12	27	7
4	aM	50-80	10	4,07	63	22	9	27	6
5	aM	80-100	8	0,78	91	21	11	31	10
6	aMGro	100-120	23	4,95	120	30	15	36	11
7	aMGr	120-135	17	3,08	124	26	16	55	7
8		135-150	22	3,54	152	37	15	43	8
9	aMGor	150-170	22	3,47	183	48	14	54	12
10	aMGor	170-190	20	4,11	156	41	11	36	11
11		190-200	12	4,60	152	39	12	37	10
12	lCv	200-230	12	4,03	42	6	4	10	3
13	lCn	>230	9	3,99	25	7	4	4	1

**Profil 6837- VA 8: Sequentielle Extraktion von pedogenem Al, Mn und Fe**

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Al (%)				Mn (%)				Fe (%)			
			p	o	d	t	p	o	d	t	p	o	d	t
1	AhaM	0-20	0,02	0,09	0,14	0,25	0,01	0,05	0,01	0,06	0,18	0,33	1,00	1,51
2	aM	20-30	0,02	0,08	0,11	0,21	0,00	0,07	0,00	0,08	0,05	0,36	0,93	1,35
3		30-50	0,01	0,08	0,11	0,20	0,00	0,06	0,01	0,07	0,03	0,28	0,96	1,27
4	aM	50-80	0,01	0,08	0,14	0,22	0,00	0,07	0,01	0,08	0,01	0,18	0,83	1,02
5	aM	80-100	0,01	0,09	0,14	0,24	0,00	0,07	0,01	0,08	0,01	0,17	0,83	1,01
6	aMGro	100-120	0,02	0,15	0,12	0,29	0,02	0,04	0,01	0,07	0,02	0,23	0,90	1,15
7	aMGr	120-135	0,02	0,15	0,21	0,38	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,08	0,72	0,82
8		135-150	0,02	0,10	0,14	0,26	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,10	0,75	0,89
9	aMGor	150-170	0,03	0,10	0,15	0,28	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05	0,21	1,13	1,39
10	aMGor	170-190	0,01	0,13	0,16	0,30	0,01	0,04	0,01	0,06	0,02	0,22	1,34	1,57
11		190-200	0,01	0,11	0,13	0,26	0,01	0,04	0,01	0,06	0,02	0,23	1,16	1,40
12	lCv	200-230	0,00	0,03	0,06	0,09	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,44	0,47
13	lCn	>230	0,00	0,02	0,06	0,09	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,43	0,47

Profil-Nr.: **VA 15**

Profilart: Eijkelkamp-Bohrung

Neigung: -

Bodentyp: Vega

Aufnahmedatum: 08.06.00

Höhe über NN: 340.413 m

Exposition: -

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496291.605 –

H: 5447313.246

Reliefformtyp: Uferwall - Vils

Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
		AhaM	0-20	mittel toniger Lehm, schwach carbonathaltig, humos, 10 YR 2/3 (dunkelbraun); skelettfrei	I
		Bv	20-50	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, schwach humos, 10 YR 3/4 (dunkelbraun); skelettfrei	II
		aM	50-100	schluffiger Lehm, schwach humos, 7,5YR 4/4 (braun), schwach carbonathaltig, skelettfrei	III
		aM	100-130	schluffiger Lehm, schwach humos, 10YR 4/4 (braun), schwach carbonathaltig, skelettfrei	IV
		aM	130-180	sandig-toniger Lehm, 10YR 3/4 (braun), schwach carbonathaltig, skelettfrei	V
		aM	180-220	schluffiger Lehm, 7,5YR 4/4 (braun), schwach carbonathaltig, skelettfrei	VI
		aMGr	220-240	sandig-toniger Lehm, 7,5YR 6/2 (graubraun), schwach carbonathaltig, skelettfrei	VII
		ICv	240-270	lehmiger Sand, carbonathaltig, 7,5 YR 5/6 (gelbbraun); stark skeletthaltig	VIII

keine Labordaten vorliegend!

## Einzugsgebiet B

Profil-Nr.: **PG 301**

Profilart: PG (ab 180 cm RKS)

Neigung: -

Bodentyp: (Hortisol?)- Kolluvisol

Aufnahmedatum: 22.07.99

Höhe über NN: 402.887 m

Exposition: -

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496486.895

H: 5447325.068

Reliefformtyp: Sedimentfalle hinter  
Wall, lokale Erosionsbasis

Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1 2	0 – 9 9 - 38	rApM	0-38	Lt2; 7,5 YR 2.5/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig, Krümelgefüge; sehr skelettreich, Dolomitbruch – Grobskelett; Keramik bei 10 cm & 17 cm, Holzkohleflitter	I
3 4 5 6	38 – 40 40 – 50 50 – 60 60 - 70	M	38-70	Ls2; 10 YR 3/1 bis 3/2 (tiefes dunkelbraun); stark humos, stark carbonathaltig, Krümelgefüge, skelettreich, Dolomitbruch bis 8 cm Keramik & Ziegel bei 59 cm; Holzkohleflitter	
7 8	70 – 80 80 – 90	M	70-90	Lt2; 7,5 YR 3/1 bis 3/2; stark humos, stark carbonathaltig, Subpolyeder-gefüge; glasierte Neuzeit – Keramik bei 76 cm; Holzkohleflitter	II
9 10 11	90 – 100 100 – 110 110 – 120	M	90-120	Lt2; 7,5 YR 3/1 bis 3/2; stark humos, stark carbonathaltig, Subpolyeder-gefüge; Ziegelbruch, Holzkohleflitter	III
12	120 - 130	M	120-130	Lt2; 7,5 YR 3/1 bis 3/2; stark humos, stark carbonathaltig, Krümelgefüge, Holzkohleflitter	IV
13 14	130 – 140 140 – 150	M	130-150	Lt2; 7,5 YR 3/1 bis 3/2; stark humos, stark carbonathaltig, Krümelgefüge, Steinlage (Dolomitbruch 5 - 15 cm); Keramik bei 140 cm & bei 146 cm (n. b.), Holzkohleflitter	V
15 16 17	150 – 160 160 – 170 170 – 180	M	150-180	Lt2; 7,5 YR 3/1 bis 3/2; stark humos, stark carbonathaltig, Krümelgefüge, Keramik bei 150 cm, 157 cm, 170 & 175 cm (n. b.); Holzkohleflitter	VI
18	180 - 214	M	180-214	Lt2; 7,5 YR 3/2 und 4/6 (dunkelbraun); schwach humos, carbonathaltig; Dolomitbruch; ab 192 Übergangshorizont, Keramik bei 192 cm, Holzkohleflitter	VII
19 20 21	214-223 223-241 241-260	lCv	214-260	Lts; 7,5 YR 5/8 (braun); carbonathaltig; stark grobskeletthaltig,	VIII
	ab 260	Cn (?)	>260	fester, unverwitterter Dolomitmfels (?), weiß	IX



## Profil 6837- PG 301: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0 – 9	35,1	3,9	8,4	22,8	35,1	15,0	14,9	9,3	39,2	25,7	Lt2	7,36	33,8		8,35
	9 – 38	41,8	3,1	9,1	22,2	34,4	16,7	15,8	9,8	42,3	23,3	Ls2	7,39	33,6		8,48
M	38 – 40	13,8	2,2	7,6	21,5	31,3	17,3	14,6	9,2	41,1	27,6	Lt2	7,44	34,6		8,06
M	40 – 50	15,0	2,4	8,8	21,5	32,7	17,2	13,9	8,8	39,9	27,4	Lt2	7,36	33,3		8,00
M	50 – 60	13,0	1,9	9,3	22,2	33,4	13,4	14,4	8,9	36,7	29,9	Lt2	7,45	29,6		7,23
M	60 - 70	5,6	2,7	7,8	21,6	32,1	15,8	13,5	8,8	38,1	29,8	Lt2	7,51	28,9		5,99
M	70 – 80	16,7	2,5	8,4	21,0	31,9	15,5	13,3	8,9	37,7	30,4	Lt2	7,53	25,8		6,74
M	80 – 90	4,5	2,5	7,9	21,0	31,4	14,0	15,1	8,7	37,8	30,7	Lt2	7,38	27,9		6,87
M	90 – 100	7,6	1,8	6,0	18,3	26,1	17,8	15,7	10,3	43,8	30,1	Lt2	7,78	22,5		5,84
M	100 - 110	7,8	1,8	6,9	20,9	29,6	17,7	14,0	8,3	40	30,4	Lt2	7,79	26,6		6,07
M	110 - 120	0,8	1,3	5,6	18,8	25,7	19,1	16,5	6,8	42,4	32,0	Lt2	7,53	21,6		5,16
M	120 - 130	14,9	1,8	4,8	16,7	23,3	18,4	17,5	9,0	44,9	31,7	Lt2	7,47	21,3		6,70
M	130 - 140	3,6	1,7	5,4	16,8	23,9	20,7	16,0	9,3	46	30,0	Lt2	7,45	20,1		4,79
M	140 - 150	18,8	1,7	6,0	17,2	24,9	19,2	16,7	11,0	46,9	28,1	Lt2	7,49	19,7		5,28
M	150 - 160	34,6	1,8	5,8	18,8	26,4	15,7	17,0	10,2	42,9	30,6	Lt2	7,44	19,8		5,73
M	160 - 170	13,2	1,9	6,2	20,4	28,5	16,3	15,7	9,2	41,2	30,3	Lt2	7,46	17,4		5,05
M	170 - 180	31,4	2,1	6,7	20,0	28,8	17,4	14,9	9,6	41,9	29,4	Lt2	7,41	15,6		4,42
M	180 - 214	41,0	2,9	7,1	22,1	32,1	15,9	15,5	7,9	39,3	28,7	Lt2	7,39	15,3		2,89
lCv	214-223	30,6	5,6	8,7	22,9	37,2	11,8	10,7	8,3	30,8	32,0	Lt2	7,56	15,1		0,60
lCv	223-241	67,4	10,0	10,1	35,2	55,3	10,7	8,4	4,6	23,7	21,0	Ls4	7,57	16,2		0,45
lCv	241-260	51,0	7,0	10,1	36,4	53,5	7,1	6,9	5,7	19,7	27,0	Lts	7,66	19,0		0,39

Profil-Nr.: **PG 303**

Profilart: PG

Neigung: 3°

Bodentyp: (Hortisol?)- Kolluvisol

Aufnahmedatum: 22.07.99

Höhe über NN: 407,1 m

Exposition: SW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496537.064

H: 5447365.945

Reliefformtyp: Senke hinter Wall

Bemerkung: stark keramikführend

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1 2	0 – 8 8 - 23	rApM	8-23	sandiger Lehm; 7,5 YR 2,5/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig, skeletthaltig, Keramik (0 bis 10 cm): Wandscherbe mit Leiste (UK ?), Holzkohleflitter	I
3 4	23 – 30 30 - 40	M	23-40	sandiger bis schwach toniger Lehm; 7,5 YR 2,5/1 (schwarz), stark humos, stark carbonathaltig, skeletthaltig Holzkohleflitter	
5	40 - 50	M	40-50	schwach toniger Lehm; 7,5 YR 3/1 (schwarzes dunkelgrau), stark humos, stark carbonathaltig, grobskelettreich; Holzkohleflitter	II
6	50 - 60	M	50-60	schwach toniger Lehm; 7,5 YR 3/1 (dunkel schwarzgrau), stark humos, stark carbonathaltig, grobskelettreich;	III
7	60 - 74	M	60-74	schwach toniger Lehm; 7,5 YR 3/1 (dunkel schwarzgrau), stark humos, stark carbonathaltig, grobskelettreich; viele Holzkohleflitter	IV
8	74 - 95	M	74-95	schwach toniger Lehm; 7,5 YR 4/6 (kräftig braun); mäßig humos, stark carbonathaltig, viele Holzkohleflitter	V
9	95 - 142	ICv	95-142	stark lehmiger Sand; 7,5 YR 6/8 bis 5/8 (rötlich - gelb bis kräftig braun); humusfrei, extrem carbonathaltig; Verwitterungszone mit großen Dolomitblocks durchsetzt	VI
	> 142	Cn	>142	(unverwitterter?) Dolomitmfels, weiß	VII

Keramikführung (SE - Profil; 50 bis 95 cm):

1 Randscherbe, Graphittonkeramik mit getupfter Leiste – Frühlatène (?); 1 Wandscherbe - Frühlatène; 1 Randscherbe, S-Profil bzw. abgesetztes Oberteil - Frühlatène; 1 kleine Graphittonscherbe - Frühlatène; 5 weitere Scherben - Frühlatène; Keramik (SW-Profil; 80 bis 90 cm): 1 Randscherbe - Frühlatène; Keramik und Knochen / Depot (SW-Profil, 80 - 85 cm Tiefe): 1 Randscherbe mit ausgeprägtem S-Profil - Frühlatène, 2 glimmergemagerte kleine Wandscherben - Hochmittelalter; 1 Unterkiefer (Schwein); 1 Wandscherbe, Goldglimmerkeramik – Hochmittelalter

**Profil 6837- PG 303: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0 - 8	7,9	4,2	10,5	24,4	39,1	15,9	11,7	8,6	36,2	24,6	Ls3	7,38	36,4		2,97
M	8 - 23	15,9	4,3	10,9	24,1	39,3	16,0	11,0	8,5	35,5	25,2	Ls3	7,32	37,9		3,04
M	23 - 30	15,9	4,4	11,2	24,4	40	13,7	14,3	7,1	35,1	26,2	Lt2	7,38	37,2		4,52
M	30 - 40	15,9	4,5	9,7	23,4	37,6	13,9	13,5	7,1	34,5	28,9	Lts	7,37	31,2		3,94
M	40 - 50	45,3	4,6	8,7	20,7	34	18,1	11,6	9,3	39	28,5	Lt2	7,31	31,0		4,35
M	50 - 60	10,9	4,7	8,3	20,4	33,4	15,5	16,1	9,3	40,9	27,7	Lt2	7,40	28,4		5,11
M	60 - 74	21,5	4,8	8,9	21,2	34,9	16,4	11,7	10,1	38,2	27,3	Lt2	7,46	33,2		4,23
M	74 - 95	42,1	4,9	7,8	17,7	30,4	19,8	15,9	9,0	44,7	24,5	Ls2	7,50	36,5		2,48
lCv	95 - 142	50,6	4,1	8,7	40,9	53,7	17,3	10,8	4,4	32,5	14,9	Sl4	7,57	76,8		0,42

Profil-Nr.: **PG 306**

Profilart: RKS

Neigung: 8°

Bodentyp: Hortisol ?/ Kolluvisol?

Aufnahmedatum: 15.07.99

Höhe über NN: 409.90 m

Exposition: NW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496497.617

H: 5447317.711

Reliefformtyp: Hortisol-Terrasse (?)

Bemerkung: -

Proben- Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-15	R – Ah	0-15	Ls2; 10 YR 3/1 (dunkel grauschwarz), carbonathaltig; Krümelgefüge, sehr stark humos, grobskelettreich (Dolomitbruch bis 5 cm), Keramikführend, Holzkohleflitter	I
2 3	15-30 30-45	R	15-45	Ls2; 10 YR 2 / 1 (schwarz); carbonathaltig; Krümelgefüge, stark humos, grobskelettreich (Dolomitbruch bis 5 cm), Keramikführend, Holzkohleflitter	
4 5	45-55 55-67	R?/M?	45-67	Lt2; 10 YR 2 / 1 (schwarz); carbonathaltig, humos; skelettreich (Dolomitbruch bis 5 cm), Keramikführend, Holzkohleflitter	II (?)
6	>67	lCv	> 67	Ls3; 7,5 YR 6 / 8 (= rötlich-gelb); c6; ein, h0, w2; ca. 20 % Grobskelett (Dolomitbruch bis 1 cm - Zersatzzone); Dolomit, z.T. schon in große Blocks zerfallen (Duchmesser bis 1 m)	II

## Profil 6837- PG 306: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)								Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T				
R - Ah	0 - 15	27,1	2,0	9,1	22,4	33,5	18,4	15,6	11,9	45,9	20,5	7,18	22,8		9,06
R	15 - 30	28,9	3,8	10,0	21,6	35,4	14,9	15,4	11,0	41,3	23,4	7,32	28,2		5,80
R	30 - 45	19,9	2,5	8,5	21,0	32	17,0	13,5	9,2	39,7	28,4	7,35	19,6		4,72
R?/M?	45 - 55	37,5	4,8	9,4	21,2	35,4	17,2	13,4	10,9	41,5	23,1	7,39	25,9		3,85
R?/M?	55 - 67	46,5	4,7	10,3	20,3	35,3	15,8	12,4	6,1	34,3	30,3	7,38	22,0		1,49
ICv	67 - 80	6,7	4,9	21,4	41,5	67,8	12,3	5,4	2,6	20,3	11,9	7,39	60,4		0,40

Profil-Nr.: **H 0**

Profilart: PG

Neigung: 2°

Bodentyp: Hortisol

Aufnahmedatum: 28.07.00

Höhe über NN: 402.38 m

Exposition: N

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496515.665

H: 5447450.061

Reliefformtyp: flacher Mittelhang vor  
Geländestufe

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1 2 3 4 5 6 7	0-10 10-20 20-30 30-40 40-50 50-60 60-68	R-ApM	0-68	stark lehmiger Sand bis sandiger Lehm, carbonathaltig; stark humos; 10YR 1,7/1 bis 2/1 (schwarz); Einzelkorngefüge; sehr skelettreich; zahlreich Holzkohlefitter, Artefakte und Knochen	I
8 9	68-80 80-90	R-Ah?	68-90	sandiger Lehm, carbonathaltig; stark humos; 10YR 2/1 (schwarz); skelettreich; Holzkohlefitter	II
10	90-102	AhBv?	90-102	sandiger Lehm, carbonathaltig; humos; 10YR 2/1 (schwarz); skeletthaltig; Holzkohlefitter, Artefakte und Knochen	
11 12 13	102-110 110-120 120-135	Bv?	102-135	sandiger Lehm, stark carbonathaltig; schwach humos; 10YR 3/4 (dunkelbraun); Einzelkorngefüge; sehr skelettreich;	
14	> 135	ICv	> 135	reiner Sand, 10 YR 6/8 (braungelb); Dolomitasche	III

**Profil 6837- H 0: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
RApM	0-10	21,8	5,1	14,6	28,3	48,0	11,2	16,4	10,5	38,1	14,0	SI4	7,1	28,1	6,1	10,4
	10-20	30,4	6,1	24,6	15,2	45,9	13,0	13,4	10,8	37,2	16,9	SI4	7,2	34,8	4,7	8,2
	20-30	31,2	5,3	14,2	25,5	44,9	17,1	9,4	10,7	37,1	17,9	Ls3	7,3	33,8	3,8	6,6
	30-40	12,1	4,5	13,8	26,6	45,0	13,8	13,8	9,7	37,3	17,7	Ls3	7,3	34,6	4,5	7,7
	40-50	16,7	5,0	11,2	28,5	44,7	12,8	13,7	10,0	36,5	18,7	Ls3	7,4	41,4	3,4	5,8
	50-60	26,5	5,8	10,8	29,1	45,8	15,9	12,3	9,7	37,8	16,4	SI4	7,5	39,1	3,4	5,8
	60-68	18,2	3,5	9,7	31,6	44,8	16,6	13,8	5,5	35,9	19,3	Ls3	7,5	51,8	2,9	4,9
R-Ah	68-80	14,9	3,2	10,2	22,5	35,9	17,1	13,5	10,1	40,7	23,4	Ls2	7,5	35,1	3,4	5,8
	80-90	46,4	3,0	9,7	24,7	37,5	15,6	13,4	10,4	39,4	23,2	Ls3	7,5	39,0	3,2	5,4
AhBv	90-102	28,5	4,6	10,5	29,3	44,4	13,0	11,8	9,1	33,9	21,7	Ls3	7,5	39,1	2,7	4,6
III Bv?	102-110	49,1	4,5	10,8	37,7	52,9	11,8	10,5	5,9	28,3	18,8	Ls4	7,5	58,8	1,7	2,9
	110-120	33,7	5,2	11,9	41,8	59,0	10,2	7,7	4,8	22,7	18,3	Ls4	7,5	42,9	1,6	2,7
	120-135	24,9	3,6	12,1	48,8	64,5	12,2	5,5	4,4	22,1	13,4	SI4	7,6	65,4	1,0	1,6
	>135	46,8	0,2	11,5	81,3	93,1	5,5	0,3	0,2	6,0	0,9	Ss	8	95,0	0,1	0,2

**Schwermetall-Gesamtgehalte H 0**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	R-ApM	0-10	12	n.b.	168	18	27	16	8
4	R-ApM	30-40	7	n.b.	137	19	28	13	5
6	R-ApM	50-60	0	n.b.	132	22	26	9	3
9	II R-Ah	80-90	1	n.b.	134	20	33	15	12
11	Bv?	102-110	0	n.b.	83	17	23	6	7
13	Bv?	120-135	0	n.b.	56	8	14	5	1
14	III lcCv	>135	6	n.b.	5	0	0	0	1

Profil-Nr.: **H 1**  
 Profilart: PG  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Hortisol

Aufnahmedatum: 11.09.00  
 Höhe über NN: 402.38 m  
 Exposition: NNE  
 Nutzung: junge Aufforstung

Lage: R: 4496515.665  
 H: 5447450.061  
 Reliefformtyp: Oberhang  
 Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-20	R-Ah	0-90	sandiger Lehm, carbonathaltig; stark humos; 10YR 1,7/1 bis 2/1 (schwarz); Einzelkorn- bis Krümelgefüge; sehr skelettreich; zahlreiche Holzkohleflitter, Artefakte und Knochen	I
2	20-30				
3	30-40				
4	40-50				
5	50-60				
6	60-70				
7	70-80				
8	80-90				
9	>90	Cn	>90	unverwitterter Dolomitfels, weiß	II

**Profil 6837- H 1: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
R-Ah	0-20	8,8	6,5	11,8	18,8	37,1	12,3	16,9	12,0	41,1	21,8	Ls2	7,5	31,3	4,9	8,5
	20-30	32,7	5,6	11,9	18,3	35,8	15,9	16,0	13,0	44,9	19,3	Ls2	7,3	28,4	3,5	6,0
	30-40	32,3	6,4	11,7	19,4	37,5	12,8	18,5	13,1	44,4	18,1	Ls2	7,3	36,0	3,1	5,3
	40-50	39,9	5,4	12,6	19,6	37,7	15,4	17,1	12,7	45,1	17,2	Ls2	7,3	34,2	3,0	5,2
	50-60	27,3	7,3	13,1	18,7	39,1	15,0	16,3	13,2	44,5	16,4	Slu	7,4	33,0	3,1	5,4
	60-70	40,7	5,4	11,8	20,5	37,7	15,9	17,4	12,5	45,9	16,5	Slu	7,4	29,8	3,0	5,1
	70-80	15,2	6,1	11,4	19,7	37,2	15,9	16,6	12,3	44,9	17,9	Ls2	7,4	33,9	2,6	4,5
	80-90	19,4	4,0	10,4	20,9	35,3	17,2	15,6	12,9	45,7	18,9	Ls2	7,5	31,4	2,9	5,0

Profil-Nr.: **RKS 30**

Profilart: RKS

Neigung: -

Bodentyp: Hortisol - Kolluvisol

Aufnahmedatum: 30.06.99

Höhe über NN: 402.70 m

Exposition: -

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496474.990

H: 5447316.084

Reliefformtyp: Senke hinter Wall,  
lokale Erosionsbasis

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1 2	0-10 10-16	rApM	0 – 16	schwach toniger Lehm; 10 YR 2 / 1 (schwarz); c2, h5, kru, w5 bis 4 cm dann w3 bis 10 cm; sehr verfestigt	
3	16-48	M	16 - 48	schwach toniger Lehm; 10 YR 3 / 1 bis 3 / 2 (sehr dunkel grau bis sehr dunkel grau - braun); c0, h5, kru, w0; skelettreich ca. 40 % Grobskelett bis 5 cm; verfestigt	
4	48-58	M	48 - 58	toniger Lehm; 10 YR 2 / 1 (schwarz); c0, h6, kru; kein Grobskelett	II
5	58-92	M	58 - 92	toniger Lehm; 10 YR 3 / 1 (sehr dunkel grau); c0, h5, kru; Grobskelettlage bei 58 - 64 cm (weiß - gelblicher Dolomitbruch bis 3 cm), rötlich verwitterter Dolomit (5 cm) bei 78 cm, darunter etwas dunkler werdend	III
6	92-152	M	92 - 152	toniger Lehm; 10 YR 2 / 1 (schwarz); c0, h6, kru; kaum Grobskelett	IV
7 8	152-185 185-190	M + jC	152 – 190	Matrix: schwach toniger Lehm; 10 YR 2 / 1 (schwarz); carbonathaltig, stark hunos, grobskelettreich (Dolomitbruch); Kolluvium aus erodierter Wallschüttung vermischt mit humosem Material schmaler Humushorizont oberhalb Wallschüttung, evtl. ehemaliger Ah, aber völlig überfahren von erodiertem Wallschüttungsmaterial (deswegen hier mit M - jC bezeichnet)	V
	>190	jC	ab 190	Wallschüttung (?), steinig (Endteufe, ab hier nicht mehr bohrbar); Anstehendes nicht erreicht	VI

**Profil 6837- RKS 30: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)								Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T				
rApM	0 - 10	5,0	2,5	9,2	20,7	32,4	14,1	16,4	11,1	41,6	26,0	Lt2	7,27	35,9	6,63
M	10 - 16	1,0										Lt2	7,27	35,9	6,63
M	16 - 48	40,0										Lt2	7,27	35,9	6,63
M	48 - 58	2,0	1,3	4,7	15,7	21,7	15,5	15,1	12,1	42,7	35,7	Lt3	7,22	23,2	5,57
M	58 - 92	10,0										Lt3	7,22	23,2	5,57
M	92 - 152	10,0										Lt3	7,22	23,2	5,57
M + jC	152 - 190	80,0	4,7	10,8	20,9	36,4	18,9	14,7	1,8	35,4	28,2	Lt2	7,53	44,4	4,61
jC	>190	90,0													

Profil-Nr.: **RKS 35**

Profilart: RKS

Neigung: 4°

Bodentyp: Hortisol - Kolluvisol

Aufnahmedatum: 01.07.99

Höhe über NN: 404.86 m

Exposition: SW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496511.262

H: 5447350.241

Reliefformtyp: Senke hinter Wall

Bemerkung: -

Proben- Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0 – 30	rApM	0 – 30	sandiger Lehm; 10 YR 2 / 1 bis 3 / 1 (schwarz bis sehr dunkel grau); h4, c5, w2; rot verwitterter Dolomit bei 20 cm Tiefe; kaum Grobskelett; sehr dunkel - humos bis 30 cm Tiefe	
2	30 – 90	M	30 – 90	leicht toniger Lehm; 10 YR 2 / 1 (schwarz); h5, c0, w0; ca. 15 - 20 % Grobskelett (bis 2 cm, stark verwittert); nach unten skeletthaltiger Hks bei 62 cm Tiefe	II
		M - jC	90 – 104	kaum verwitterte steinige Lage aus Dolomitbrocken durchbohrt (evtl. vom Wall erodiertes und in Tiefenlinie abgelagertes, steiniges Material)	III
3	104 - 114	M	104 - 114	schwach schluffiger Lehm; 10 YR 4 / 3 (braun); h2, c5 bis c6; von oberhalb Humuseinwaschung; fossiler Bv einer Braunerde - Terra fusca (Lößeinfluß?)	IV
4	114 - 147	BvT	114 - 147	toniger Lehm; 7,5 YR 4 / 6 (kräftig braun); pol (Toncutane); deutlich toniger als darüber; sehr leuchtend brauner Braunerde - Terra fusca - Bt; umgelagert (Bt über Fließerde aus Dolomitzersatz?)	V
5	147 - 161	ICv	147 - 161	sandiger Lehm, sehr grobskeletthaltiger (ca. 90 %) mit stark verwittertem Dolomitbruch und etwas BvT - Material (wahrscheinlich umgelagert); Farbe ähnlich Horizont darüber	VI (?)
		cC	ab 161	Dolomit, anstehend	

**Profil 6837- RKS 35: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM M BvT	0 – 30		5,0	13,1	24,5	42,6	13,7	12,8	7,7	34,2	23,2	Ls3	7,51	39,5		4,9
	30 – 90		4,0	9,2	21,8	35	14,4	14,9	8,7	38	27,0	Lt2	7,55	28,6		4,27
	114 -147												7,49	3,6		0,82

Profil-Nr.: **RKS 37**

Profilart: RKS

Neigung: 2°

Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 01.07.99

Höhe über NN: 406.157 m

Exposition: SW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496528.863

H: 5447361.046

Reliefformtyp: Senke hinter Wall

Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0 - 35	rApM	0 - 35	sandiger Lehm; 10 YR 3/1 (sehr dunkel grau); stark humos; stark carbonathaltig	I
2	35 - 72	M	35 - 72	schwach toniger Lehm, 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig; skelettreich; rot verwitterter Dolomit bei 58 cm Tiefe	
3	72 - 95	M	72 - 95	schwach toniger Lehm, 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, mäßig carbonathaltig	II
4	95 - 164	BvT	95 - 164	schluffiger Ton; 7,5 YR 4/6 (kräftig braun), schwach carbonathaltig ; Hkf im oberen Bereich; steinige Zwischenlage bei 105 - 108 cm Tiefe (Dolomitbruch bis 5 cm Durchm.);	III
5	164 – 225	ICv	164 – 225	schluffiger bis schwach sandiger Lehm; 10 YR 5/6 (gelblich braun); stark carbonathaltig; toniger bis 225 cm Tiefe, darunter schluffiger	IV (?)
6	225 - 257	ICv	225 - 257	schluffiger bis schwach sandiger Lehm; 10 YR 5/6 (gelblich braun); schwach carbonathaltig; oberer Bereich grobskelettreich, darunter rötlich - gelbliche (d. h. leicht verwitterte) sandig – lehmige Schicht	V
7	257 - 264	ICv	257 - 264	toniger Sand (Dolomitasche, leicht verwittert); schwach carbonathaltig, hoher mS – Anteil.	VI
		ICv	264 - 270	toniger, gelber Horizont (10 YR 5/8 = gelblich braun); carbonatfrei	VII
		ICv	270 - 305	toniger Sand (Dolomitasche, leicht verwittert); hoher mS - Anteil	VIII
		IC	ab 305	weiter nahezu homogene, sandig - tonige Karstschlottenfüllung (s. o.), Anstehendes nicht erreicht	IX



**Profil 6837- RKS 37: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)								Boden - art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T				
rApM	0 - 35	k.A.	3,7	11,1	24,1	38,9	16,3	12,6	9,8	38,7	22,3	Ls3	7,42	30,0	6,95
M	35 - 72	k.A.	3,4	9,6	24,3	37,3	15,4	12,7	7,6	35,7	26,9	Lt2	7,60	30,5	4,93
M	72 - 95	k.A.	4,4	10,2	20,2	34,8	16,2	14,1	8,5	38,8	26,4	Lt2	7,88	25,6	3,53
BvT	95 - 164	k.A.	0,5	1,6	6,8	8,9	21,2	22,0	9,3	52,5	38,5	Tu3	7,67	2,5	0,54
ICv	164 - 225	k.A.	3,1	6,6	15,9	25,6	22,7	20,1	7,9	50,7	23,7	Lu	7,96	20,7	0,43
ICv	225 - 257	k.A.	3,1	6,6	15,9	25,6	22,7	20,1	7,9	50,7	23,7	Lu	7,96	1,4	0,06
ICv	257 - 264	k.A.	15,0	39,8	24,4	79,2	1,2	0,5	0,7	2,4	18,4	St3	7,70	1,4	0,06

Profil-Nr.: **RKS 38**

Profilart: RKS

Neigung: 2°

Bodentyp: Hortisol - Kolluvisol

Aufnahmedatum: 15.07.99

Höhe über NN: 406.56 m

Exposition: SW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496534.691

H: 5447369.150

Reliefformtyp: Senke hinter Wall

Bemerkung: im unteren Bereich  
Karstschlottenfüllung (?)

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0 - 30	rApM	0-30	sandiger Lehm; 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig, Holzkohleflitter	I
2 3	30 - 40 40 - 50	M	30-50	sandiger Lehm; 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig grobskelettreich (Dolomitbruch), Holzkohleflitter	
4 5 6	50 - 60 60 - 70 70 - 85	M	50-85	schwach toniger Lehm; 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig, Holzkohleflitter	II
7 8 9	85 - 90 90 - 104 104 - 120	M	85-120	schwach toniger Lehm; 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig, Holzkohleflitter	III
10 11	120 - 130 130 - 138	M	120-138	schwach toniger Lehm; 10 YR 2/1 (schwarz); stark humos, stark carbonathaltig, Holzkohleflitter, Keramik bei 138 cm	IV
12 13	138 - 150 150 - 160	BvT	138-160	schluffiger Ton; schwach humos, schwach carbonathaltig; 7,5 YR 4/6 (leuchtend tiefbraun); Holzkohleflitter	V
14 15	160 - 169 169 - 180	ICv	160-180	schluffiger Lehm, carbonathaltig	VI (?)
16 17 18	180 - 210 210 - 225 225 - 242	ICv	180-242	stark dolomitsandiger Lehm; 7,5 YR 6/8 (rötlich-gelb); humusfrei, stark carbonathaltig	VII
19	> 242	ICv	> 242	schwach toniger Lehm; 7,5 YR 5/6 bis 5/8 (kräftig braun), wieder stärker humos, schwach carbonathaltig	VIII

## Profil 6837- RKS 38: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)								Boden - art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T				
rApM	0 - 30	13,0	4,9	12,0	28,0	44,9	14,4	11,1	8,1	33,6	21,4	Ls3	7,58	48,8	8,19
M	30 - 40	20,2	6,2	13,3	26,4	45,9	12,4	11,6	8,5	32,5	21,4	Ls3	7,71	48,4	7,15
M	40 - 50	63,0	3,7	13,1	26,5	43,3	16,2	10,9	7,1	34,2	22,5	Ls3	7,72	46,7	8,05
M	50 - 60	3,0	3,8	12,8	27,3	43,9	16,5	9,3	5,4	31,2	24,9	Ls3	7,63	42,3	5,99
M	60 - 70	4,2	3,7	11,1	24,9	39,7	15,2	11,5	6,2	32,9	27,5	Lt2	7,68	33,6	6,26
M	70 - 85	7,1	2,4	10,3	23,6	36,3	15,1	11,2	8,0	34,3	29,3	Lt2	7,64	30,4	6,57
M	85 - 90	24,7	4,1	10,4	22,8	37,3	14,6	13,3	9,0	36,9	25,8	Lt2	7,69	34,5	6,17
M	90 - 104	1,0	3,8	9,9	21,4	35,1	16,0	14,3	9,5	39,8	25,2	Lt2	7,68	33,1	5,65
M	104 - 120	1,0	3,8	9,9	21,4	35,1	16,0	14,3	9,5	39,8	25,2	Lt2	7,68	33,1	5,65
M	120 - 130	46,1	5,3	9,3	21,0	35,6	15,3	15,4	7,8	38,5	25,9	Lt2	7,69	37,3	5,25
M	130 - 138	10,0	3,5	6,8	16,0	26,3	16,2	17,7	9,7	43,6	29,9	Lt2	7,68	26,0	4,76
BvT	138 - 150	10,5	1,0	2,1	8,7	11,8	22,2	20,0	9,0	51,2	37,0	Tu3	7,68	6,5	1,93
BvT	150 - 160	7,7	1,0	2,5	8,8	12,3	24,1	22,0	7,5	53,6	34,2	Tu3	7,71	9,3	1,57
ICv	160 - 169	8,5	3,0	4,6	10,9	18,5	24,3	20,2	8,4	52,9	28,5	Lu	7,81	17,6	1,17
ICv	169 - 180	1,5	3,2	5,0	10,4	18,6	22,6	23,3	9,3	55,2	26,2	Lu	8,06	22,8	1,16
ICv	180 - 210	68,3	6,3	7,4	41,7	55,4	16,9	10,1	4,7	31,7	12,9	SI4	8,17	70,1	0,95
ICV	210 - 225	10,7	1,9	8,7	43,2	53,8	15,6	10,6	1,9	28,1	18,0	SI3	7,85	68,2	0,76
ICv	225 - 242	5,8	2,4	8,1	41,7	52,2	15,8	8,4	4,4	28,6	19,3	Ls4	7,61	67,4	0,84
ICv	242 - 246	0,0	1,4	4,4	13,8	19,6	18,6	20,7	10,2	49,5	30,9	Lt2	7,49	8,1	1,3

Profil-Nr.: **RKS 310**

Profilart: RKS

Neigung: 2°

Bodentyp: Hortisol - Kolluvisol

Aufnahmedatum: 22.07.99

Höhe über NN: 408.10m

Exposition: SW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496547.235

H: 5447384.887

Reliefformtyp: Senke hinter Wall

Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
1	0 - 29	rApM	0 - 29	sandiger Lehm; 10 YR 3 / 2 (sehr dunkel grau - braun); h2, c4, kru (locker), w5	I
2	29 - 72	M	29 - 72	stark lehmiger Sand; 10 YR 3 / 1 (sehr dunkel grau); h3, c4 bis c5, w1 bis 40 cm dann w0; kru (ab dieser Tiefe leicht verfestigt); insg. Skelettreich (z. T. bis 5 cm Durchm.); Grobskelettlage (Dolomitbruch, schwach kantengerundet, z. T. rötlich verwittert, bis 3 cm) bei 55 bis 61 cm, darunter Hkf	
3	72 - 100	M	72 - 100	sandiger Lehm; 10 YR 3 / 2 (sehr dunkel grau - braun); h3, c2, kru (wie darüber), w0	
4	100 - 152	M	100 - 152	schluffig - lehmiger Sand; 10 YR 2 / 1 (schwarz, wohl durch feinverteilte Hkf); h3 - 4 (wirkt humoser), c4; insg. grobskelettreich (Dolomitbruch 0,5 bis 5 cm)	
5	152 - 160	M	152 - 160	schluffig - lehmiger Sand; 10 YR 3 / 1 (sehr dunkel grau); h3, c4 bis c5; insg. grobskelettreich (Dolomitbruch 0,5 bis 5 cm)	
6	160 - 182	ICv	160 - 182	lehmiger Sand; sandig verwittertes Anstehendes, wahrscheinlich umgelagert; bei 160 cm Kalzit (weiß - rosa, 5 cm Durchm.)	
		Cn	ab 182		

### Profil 6837- RKS 310: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0 - 29	k.A.	4,8	16,6	30,4	51,8	11,2	10,2	9,7	31,1	17,1	Ls3	7,80	54,3		4,83
M	29 - 72	k.A.	5,1	16,0	31,0	52,1	12,4	11,6	8,1	32,1	15,8	Sl4	7,83	57,0		5,07
M	72 - 100	k.A.	5,2	15,0	30,0	50,2	14,0	9,8	6,5	30,3	19,5	Ls3	7,83	46,5		3,70
M	100 -152	k.A.	3,7	10,2	26,2	40,1	16,2	14,8	12,1	43,1	16,8	Slu	7,83	46,6		5,65
M	152 -160	k.A.	3,7	10,2	26,2	40,1	16,2	14,8	12,1	43,1	16,8	Slu	7,83			
ICv	160 -182	k.A.	7,5	12,1	32,3	51,9	17,3	12,2	7,9	37,4	10,6	Sl3	7,95	50,3		3,07

Profil-Nr.: **RKS 311**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 21.07.99  
 Höhe über NN: 404.91 m  
 Exposition: NE  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496497.617  
 H: 5447317.711  
 Reliefformtyp: Senke hinter Wall  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0 – 20	rApM	0 – 20	schwach toniger Lehm; 10 YR 3 / 1 bis 3 / 2; h4, co, w4, kru;	I
2	20 - 40	M	20 - 40	sandiger Lehm; 10 YR 3 / 2 (sehr dunkel graubraun); h4, c1, w1, kru; Bearbeitungshorizont mit nach oben gepflügten Steinen und Sand, sehr skelettreich, bei 10 - 16 cm Steinlage (Dolomitbruch bis 5 cm Durchm.)	
3	40 - 58	M	40 - 58	schwach sandiger Lehm; 10 YR 4 / 3 (braun); h2, c1, w0, kru; Mischhorizont, bei 40 bis 45 cm Steinlage (Dolomitbruch bis 6 cm Durchm.)	
4	58 - 75	M	58 - 75	schwach sandiger Lehm; 10 YR 5 / 6 bis 5 / 8 (gelblich braun); h1, c3, kru; bei 58 bis 64 cm Steinlage (Dolomitbruch bis 3 cm Durchm.)	
5	75 - 91	ICv	75 - 91	leicht verwitterte Dolomitbruchstücke	
		Cn	> 91	unverwitterter Dolomit, weiß	

**Profil 6837- RKS 311: Laboranalytische Standardwerte**

Hori-zont	Proben-tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0 – 20	7,6	3,4	8,8	23,3	35,5	19,0	10,4	9,4	38,8	25,7	Lt2	7,32	31,9		7,56
M	20 - 40	0,0	3,8	9,1	24,2	37,1	16,7	14,1	8,6	39,4	23,5	Ls3	7,65	35,4		4,88
M	40 - 58	11,1	2,7	8,1	21,2	32	17,2	17,8	8,4	43,4	24,6	Ls2	7,35	30,3		3,13
M	58 - 75	0,0	2,1	8,5	27,7	38,3	18,4	15,0	7,8	41,2	20,5	Ls2	8,20	23,7		1,28
ICv	75 - 91												8,00	35,4		0,69

## Einzugsgebiet C

### Oberhang

Profil-Nr.: **PG C 4**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 19.07.00  
 Höhe über NN: 405.8 m  
 Exposition: SE  
 Nutzung: Wiese

Lage: R:4496704 H: 5447637  
 Reliefformtyp: Unterhang von  
 Ackerterrassen  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/ Umlagerungsphase
1	0-26	rApM	0-26	carbonatfrei, krümelig, mittel bis stark durchwurzelt, stark humos, schwach skeletthaltig, schwach toniger Lehm, 10YR 3/3 (dunkel graubraun)	I
2 3 4 5 6	26-40 40-50 50-60 60-70 70-80	M	26-80	mittel bis stark carbonathaltig, krümelig, stark humos, schwach skeletthaltig, mittel toniger Lehm, 10YR 4/4 (dunkel gelbbraun), wenig Holzkohleflitter	
7 8	80-90 90-115	M	80-115	mittel carbonathaltig, krümelig, schwach bis mittel humos, mittel toniger Lehm, 7,5YR 4/4 (dunkelbraun), viele Holzkohleflitter	II
9	115-140	Bv-T	115-140	carbonatfrei, schwach ausgeprägtes Subpolyedergefüge, mittel toniger Lehm, schwach humos, 7,5YR 4/4 (dunkelbraun), sehr schwach skeletthaltig	III
		cCv	> 140	zerklüfteter Dolomit - Fels, durchsetzt von Sandlinsen	IV

### Profil 6837- PG C 4: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap M	0-26	7,4	4,9	6	15,3	26,1	17,6	14,6	8,6	40,8	33,1	Lt2	7,18	0,0	2,9	5,0
	26-40	9,5	4,0	6,4	16,1	26,5	15,1	16,2	7,3	38,7	34,8	Lt2	7,15	0,0	2,4	4,1
	40-50	4,4	2,3	4,2	13	19,6	21,1	14,4	7,9	43,4	37,1	Lt3	7,26	13,6	1,5	2,6
	50-60	5,1	3,9	5,7	14,6	24,2	16,4	14,4	7,2	38,0	37,8	Lt3	7,34	11,1	1,1	1,9
	60-70	6,9	3,1	3,8	11,2	18,1	17,8	15,6	10,3	43,6	38,2	Lt3	7,30	8,1	1,5	2,6
	70-80	4,9	3,3	5,4	10,7	19,4	16,8	17,4	10,5	44,8	35,8	Lt3	7,31	3,2	1,1	1,9
II M	80-90	13,2	3,3	3,5	13,3	19,8	21,1	14,2	7,7	43,0	37,8	Lt3	7,45	5,9	0,7	1,2
	90 -115	0,62	2,1	4,0	9,2	15,3	20,2	20	9,3	49,6	35,2	Lt3	7,52	0,0	0,6	1,0
III BvT	115 -140	9,02	2,3	3,8	9,6	15,7	20,9	16,3	10,0	47,3	37,0	Lt3	7,52	0,0	1,3	2,2

Profil-Nr.: **PG C 5**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 03.11.00  
 Höhe über NN: 407.8 m  
 Exposition: SE  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496691 H: 5447645  
 Relief-formtyp: Mittelhang  
 Ackerterrassen  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
1	0-15	rApM	0-15	carbonatfrei, krümelig, stark durchwurzelt, schwach sandiger Lehm, stark humos, schwach skeletthaltig	I
2 3 4	15-25 25-35 35-42	M	15-42	carbonathaltig, krümelig, mittel durchwurzelt, mittel bis stark humos, schwach toniger Lehm, 10YR 3/3 (dunkelbraun), Holzkohleflitter, Ziegelfragmente	
			42-57	Steinlage	
5	57-80	BvT (?)	57-80	carbonathaltig, sehr skeletthaltig, schwach humos, schwach toniger Lehm, 7,5YR 4/3 (dunkel graubraun)	II
6	80-140	cCv	80-140	stark carbonathaltig, skeletthaltig, sehr schwach humos, mittel sandiger Lehm, 7,5YR 5/6 (leuchtend braun)	III
		cCv	ab 140	stark zerklüfteter Dolomit - Fels	IV

#### Profil 6837- C PG 5: Laboranalytische Standardwerte

Hori-zont	Proben-tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-15	k.A.	5,0	6,5	17,0	28,4	19,0	21,4	8,1	49,0	23,1	Ls2	7,17	0,0	3,1	5,3
M	15-25	k.A.	4,9	6,2	16,1	27,2	14,1	19,5	9,3	43,0	29,9	Lt2	7,32	19,5	2,6	4,5
M	25-35	k.A.	4,0	5,8	15,7	25,6	17,0	17,3	7,0	41,3	33,1	Lt3	7,42	20,9	1,2	2,1
M	35-42	k.A.	3,9	5,6	17,1	26,6	15,9	15,4	8,6	40,0	33,6	Lt2	7,45	25,7	1,1	1,9
II BvT	57-80	k.A.	7,6	6,6	20,9	35,0	17,3	12,5	7,6	37,0	27,7	Lt2	7,54	36,9	0,6	1,0
III cCv	80-140	k.A.	7,2	7,9	35,2	50,3	17,1	9,5	3,9	31,0	19,1	Ls3	7,67	60,9	0,3	0,5

Profil-Nr.: **6837- PG 11**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 08.08.00  
 Höhe über NN: 404.9 m  
 Exposition: SE  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496718 H: 5447651  
 Relief-formtyp: Stufenrain  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
		rApM	0-30	krümelig, carbonatfrei, mittel durchwurzelt, stark humos, 10YR 3/4 (dunkel gelblichbraun), schwach skeletthaltig	I
1 2 3	30-40 40-50 50-60	M	30-60	carbonatfrei, krümelig, mit viel Feinskelett durchsetzt, mittel bis stark humos, Porzellanscherbe auf 60cm, mittel toniger Lehm, 10YR 3/3 (dunkel graubraun)	
4 5 6	60-70 70-80 80-95	M	60-95	carbonatfrei, krümelig, wenig Feinskelett mittel bis stark humos, Holzkohleflitter, mittel toniger Lehm, 10YR 3/3 (dunkel graubraun)	II
7	95-115	M	95-115	mittel bis stark humos, carbonatfrei, krümelig, wenig Feinskelett, mittel toniger Lehm, 10YR 3/3 (dunkel graubraun); Holzkohleflitter	III
8 9 10	115-125 125-135 135-150	M	115-150	carbonatfrei, krümelig, wenig Feinskelett mittel bis stark humos, Holzkohleflitter, mittel toniger Lehm, 10YR 3/3 (dunkel graubraun)	IV
11	150-170	M	150-170	stark carbonathaltig, schwach humos, sehr skeletthaltig, krümelige Matrix, Holzkohlestück und Keramikfragment auf 162cm, 7,5YR 4/6 (tiefes braun)	V
		BvT	170-200	stark skeletthaltig, schwach carbonathaltig 5YR 4/4 (rötlich-braun) Subpolyedergefüge	VI
12	200-220	BvT	200-220	skelettfrei, schwach carbonathaltig 5YR 4/4 (rötlich-braun); Subpolyedergefüge	VII
		lcCv	>220	Dolomitasche, feinsandig, 10YR 5/6 (gelblich braun)	VIII

### Profil 6837- PG 11 Laboranalytische Standardwerte

Horizont	Probentiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Bodenart	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
M	30-40	11,5	3,8	7,0	16,8	27,6	14,2	13,6	8,4	36,3	36,1	Lt3	7,51	0,0	1,6	2,8
	40-50	11,7	3,7	6,3	15,4	25,4	15,5	15,1	6,9	37,5	37,1	Lt3	7,53	0,0	1,4	2,4
	50-60	10,8	3,3	6,0	16,1	25,4	14,9	13,9	7,7	36,6	38,0	Lt3	7,54	0,0	1,2	2,1
II M	60-70	9,4	3,2	6,7	16,5	26,4	15,7	12,5	8,9	37,1	36,5	Lt3	7,52	0,0	1,3	2,2
	70-80	14,7	2,4	6,1	15,7	24,2	17,4	14,5	7,2	39,1	36,7	Lt3	7,53	0,0	1,3	2,2
	80-95	8,7	3,1	6,1	16,4	25,6	18,1	20,0	8,6	46,7	27,7	Lt2	7,55	0,0	1,7	2,9
III M	95-115	2,7	1,9	4,5	10,0	16,3	12,9	18,7	12,3	43,9	39,8	Lt3	7,51	0,0	1,8	3,0
IV M	115-125	2,0	3,0	5,2	9,3	17,5	13,2	15,4	15,8	44,4	38,1	Lt3	7,61	0,0	1,7	2,9
	125-135	6,0	3,4	4,4	10,5	18,3	14,6	18,9	7,7	41,2	40,5	Lt3	7,65	0,0	1,5	2,6
	135-150	1,7	2,2	3,9	12,5	18,6	16,6	16,2	9,2	42	39,5	Lt3	7,67	0,0	1,0	1,7
V M	150-170	44,5	4,6	4,8	35,3	44,7	12,0	9,8	5,5	27,3	28,0	Lts	7,75	41,8	0,4	0,7
VII BvT	200-220	8,7	3,1	3,6	10,8	17,5	17,5	14,1	8,0	39,5	43,0	Lt3	7,76	4,5	0,4	0,7

Profil-Nr.: **RKS 4b**

Profilart: RKS

Neigung: 3°

Bodentyp: Kolluvisol-Terra Fusca

Aufnahmedatum: 23.08.00

Höhe über NN: 412,6 m

Exposition: SE

Nutzung: Acker

Lage: X:4496670 Y: 5447701

Reliefformtyp: Mittelhang

Bemerkung: Ackerterrasse

Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
Ap	0-23	toniger Lehm, carbonatfrei, 18-22cm sehr skeletthaltig, krümelig, 10YR 2/2 (schwarzbraun),	I
M	23-35	carbonatfrei, 29-31cm stark skeletthaltig, krümelig, 10YR 4/4 (braun), Holzkohlefitter, mittel humos	
BvT	35-56	toniger Lehm, carbonatfrei, skelettfrei, 7,5YR 4/6 (rötlichbraun),	II
cCv	56-100	toniger Sand, extrem carbonatreich, 10YR 5/8 (gelblichbraun), Dolomitasche	III

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **RKS 7**

Profilart: RKS

Neigung: 1°

Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 22.08.00

Höhe über NN: 417.3m

Exposition: SE

Nutzung: Wiese

Lage: R 4496628 H: 5447706

Reliefformtyp: Oberhang

Bemerkung: Ackerterrassen

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-28	rApM	0-28	carbonatfrei, krümelig, sekeletthaltig, 10YR 3/3 (dunkelbraun), stark humos, schwach toniger Lehm	I
2	28-57	M	28-57	sehr carbonatreich, krümelig, stark skeletthaltig, Holzkohlefitter bei 28 cm, 10YR 3/4 (dunkelbraun), von Sandlinsen durchsetzt, mittel humos, schwach toniger Lehm	
		cCv	57-100	Dolomitasche, 10YR 5/8 (gelbbraun)	II

**Profil 6837- RKS 7: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0-28	21,4	3,8	7,0	20,9	31,8	16,9	12,6	8,3	37,8	30,4	Lt2	7,17	0,0	3,1	5,3
M	28-57	18,7	1,9	12,6	23,7	38,1	10,3	11,8	8,2	30,3	31,6	Lt2	7,33	34,4	2,3	4,0



## Unterhang

Profil-Nr.: **NA 4**  
 Profilart: Aushubwand  
 Neigung: 8°  
 Bodentyp: Pararendzina

Aufnahmedatum: 11.06.00  
 Höhe über NN: 345,1 m  
 Exposition: SE  
 Nutzung: Privater Gartenbereich  
 (Rasen)

Lage: R: 4496806 - H: 5447492  
 Reliefformtyp: Übergang Steilhang -  
 Hangfuß  
 Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1 2	0-20 20-35	rAp	0-35	sandiger Lehm, carbonathaltig, skelettfrei, 10 YR 2/2 (schwarzbraun)	I
3	35-50	ICv?/M?	35-50	sandiger Lehm, carbonathaltig, stark skeletthaltig, 10 YR 3/4 (braun)	II
4	50-65	ICv?/M?	50-65	sandiger Lehm, carbonathaltig, skelettfrei, 10 YR 4/6 (hellbraun)	III
5	65-80	ICv?/M?	65-80	sandiger Lehm, carbonathaltig, skeletthaltig, 10 YR 4/6 (hellbraun)	IV
6 7 8	80-95 95-110 110-125	ICv	80-125	sandiger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10 YR 4/6 (hellbraun)	V
9 10 11	125-140 140-155 155-170	ICv	125-170	schluffiger Lehm, schwach carbonathaltig, skelettfrei, 10 YR 4/6 (hellbraun)	VI
12 13 14	170-185 185-200 200-215	ICv	170-215	schluffiger Lehm, carbonathaltig, skeletthaltig, 10 YR 4/6 (hellbraun)	VII
15 16 17	215-230 230-245 245-260	ICv	215-260	sandiger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10 YR 4/6 (hellbraun)	VIII

## Profil 6837- NA 4: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rAp	-20	5,3	5,5	10,8	18,2	34,5	14,8	17,8	8,9	41,5	24,0	Ls2	7,1	22,0	2,2	3,8
	-35	1,2	4,7	14,4	16,6	35,7	16,0	15,3	8,0	39,4	24,9	Ls3	7,2	16,4	0,6	1,0
lCv	-50	48,2	4,1	20,6	24,3	48,9	12,7	12,0	6,0	30,8	20,3	Ls3	7,3	23,7	0,4	0,6
lCv	-65	0,0	8,0	31,7	16,0	55,8	10,4	9,9	5,2	25,4	18,9	Ls4	7,3	7,6	0,2	0,3
lCv	-80	18,4	13,2	19,7	18,2	51,1	14,9	10,9	5,9	31,6	17,3	Ls3	7,3	17,2	0,2	0,3
lCv	-95	4,3	8,6	12,9	17,2	38,7	17,9	15,5	7,0	40,4	21,0	Ls2	7,4	13,5	0,2	0,3
	-110	8,3	6,1	8,7	17,0	31,9	19,9	17,3	7,8	44,9	23,2	Ls2	7,4	19,2	0,2	0,3
	-125	3,4	3,0	8,9	15,9	27,8	21,5	18,8	8,2	48,5	23,7	Ls2	7,4	7,4	0,2	0,3
lCv	-140	0,8	1,2	6,5	14,0	21,8	21,2	22,0	8,0	51,2	27,1	Lu	7,4	5,3	0,2	0,3
	-155	1,1	1,9	7,6	14,3	23,7	21,8	21,1	8,1	51,0	25,3	Lu	7,5	5,5	0,2	0,3
	-170	1,3	1,2	6,7	14,1	22,0	22,5	22,6	8,3	53,5	24,5	Lu	7,5	9,1	0,1	0,3
lCv	-185	7,1	5,5	7,7	14,5	27,7	21,2	20,5	8,7	50,5	21,8	Lu	7,5	17,1	0,1	0,2
	-200	20,8	4,5	8,9	13,2	26,6	21,5	21,8	8,0	51,3	22,0	Lu	7,5	14,2	0,2	0,3
	-215	3,0	3,6	8,3	13,2	25,1	19,6	22,0	9,2	50,8	24,1	Lu	7,5	14,3	0,1	0,2
lCv	-230	10,9	10,7	21,2	11,1	43,1	14,5	16,8	7,1	38,4	18,5	Ls3	7,5	12,0	0,1	0,1
	-245	6,6	10,9	18,0	13,1	42,0	17,7	15,6	6,6	40,0	18,1	Ls2	7,6	18,4	0,1	0,2
	-260	2,1	15,2	27,7	14,6	57,4	13,0	10,7	4,3	28,0	14,6	Sl4	7,6	11,7	0,1	0,2

Profil-Nr.: **NA 3**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: -  
 Bodentyp: Auengley

Aufnahmedatum: 29.05.01  
 Höhe über NN: 339,2 m  
 Exposition: -  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496840 - H: 5447457  
 Reliefformtyp: Naabaue  
 Bemerkung: ca. 15 m von Profil NA  
 2

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-25	AhaM	0-25	toniger Schluff, stark humos, 10 YR 2/3 (dunkelbraun), skelettfrei, carbonatfrei	I
2	25-40 40-50	aM	25-50	toniger Schluff, humos, 10 YR 3/4 (braun), skelettfrei, carbonatfrei	
3	70-80 85-100	aM	70-100	toniger Lehm, 10YR 3/3 (braun), skelettfrei, carbonatfrei	II
4	100-130	MaGk	100-130	sandiger Lehm, 10 YR 3/4 (hellbraun), skelettfrei, carbonatfrei	III
5	130-145	aMGr	130-145	toniger Lehm, 2,5YR 3/3 (rotbraun), skelettfrei, carbonatfrei	IV
6	145-160 160-180	aMGor	145-180	sandig-toniger Lehm, 2,5 YR 3/3 (rotbraun), skelettfrei, carbonatfrei	V
7	180-190	aMGor	180-190	sandiger Lehm, 5YR 3/2 (rotbraun), skelettfrei, carbonatfrei	VI
8	190-210	ICn	190-210	lehmiger Sand, stark skeletthaltig (gut gerundete Flusskiesel bis 4 cm Ø), 2,5YR 3/3, carbonatfrei,	VII
9	210-230	ICn	210-230	toniger Sand, stark skeletthaltig (gut gerundete Flusskiesel bis 2 cm Ø), 2,5YR 4/4, carbonatfrei,	VIII
10	230-250	aMGrh	230-250	lehmiger Sand, carbonatfrei, humos, 5Y 3/1 (grauschwarz), schwach skeletthaltig	IX
11	250-300	ICn	250-300	toniger Sand, stark skeletthaltig (gut gerundete Flusskiesel, 5 bis 10 cm Ø), 2,5YR 4/4, carbonatfrei,	X

### Profil 6837- NA 3: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
AhaM	0-25	0	0,6	3,2	7,5	11,2	22,1	27,1	17,9	67,1	21,7	Ut4	4,8	0	4,9	8,4
aM	25-40	0	0,1	2,9	6,7	9,6	24,2	28,7	16,1	69,0	21,4	Ut4	4,5	0	1,5	2,6
	40-50	0	0,3	2,5	7,9	10,6	24,7	26,6	15,3	66,6	22,8	Ut4	5,3	0	1,0	1,7
II aM	70-80	0	1,5	5,3	20,5	27,2	21,0	19,3	6,4	46,7	26,0	Lt2	6,3	0	0,4	0,8
	85-100	0	1,8	9,9	23,4	35,1	21,2	14,5	6,8	42,5	22,4	Ls2	6,4	0	0,4	0,7
IIIMaGk	100-130	0	1,8	9,9	22,1	33,8	19,2	15,1	7,8	42,2	24,0	Ls2	6,7	0	0,6	1,0
IV aMGr	130-145	0	2,6	8,4	15,3	26,3	22,1	15,2	8,3	45,6	28,1	Lt2	6,5	0	0,6	1,0
V aMGor	145-160	0	3,8	8,9	15,8	28,4	21,0	15,2	8,9	45,1	26,5	Lt2	6,4	0	0,6	1,0
	160-180	0	2,1	10,7	17,6	30,3	20,5	16,4	8,6	45,5	24,2	Ls2	6,1	0	0,3	0,6
VIaMGor	180-190	0	1,8	18,3	18,9	39,0	16,6	14,5	7,3	38,5	22,5	Ls3	5,7	0	0,2	0,3
VII ICn	190-210	53,5	38,1	30,8	8,2	77,1	5,5	2,1	3,5	11,1	11,8	Sl3	6,5	0	0,3	0,6
VIII ICn	210-230	26,0	50,8	38,4	2,2	91,4	0,2	2,3	0,1	2,6	6,0	St2	6,7	0	0,0	0,1
IX Grh	230-250	12,3	12,5	30,2	35,5	78,3	5,8	4,4	0,9	11,1	10,6	Sl3	6,1	0	0,8	1,4
X ICn	250-300	87,4	52,7	31,3	6,0	89,9	1,5	1,9	0,6	4,0	6,0	St2	6,3	0	0,1	0,1

Profil-Nr.: **NA 2**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 0°  
 Bodentyp: Vega

Aufnahmedatum: 29.05.01  
 Höhe über NN: 339.55 m  
 Exposition: -  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496859- H: 5447442  
 Reliefformtyp: Naabaue  
 Bemerkung: Zunge zw. Naab-  
 Hauptrinne und Altarm

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-10	AhaM	0-10	sandig lehmiger Schluff, humos, 10 YR 2/3 (dunkelbraun), skelettfrei, carbonatfrei	I
2 3	10-25 25-40	Bv	10-40	schluffiger Lehm, schwach humos, 10 YR 3/3 (dunkelbraun), skelettfrei, carbonatfrei	
4 5	40-60 60-80	aMGro	40-80	schluffiger Lehm, 10 YR 4/4 (braun), skelettfrei, carbonatfrei	
6 7 8 9 10	80-100 100-125 125-132 132-145 145-160	aMGro	80-160	sandiger Lehm, 10 YR 4/3 (braun), skelettfrei, carbonatfrei	II
11 12 13	160-180 180-205 205-220	aMGrk	160-220	schluffiger Lehm, 5 YR 4/2 (rotgrau), skelettfrei, carbonatfrei	III
14	220-232	aMGr	220-232	toniger Lehm, rötlich grau marmoriert (7,5YR 4/2) carbonatfrei, skelettfrei, Holz	IV
15	232-240	fAhGr	232-240	toniger Lehm, stark humos, 10YR 3/1 (grauschwarz); carbonatfrei, skelettfrei, Holz & Holzkohle	V
16	240-255	ICv	240-255	toniger Sand, schwach skeletthaltig, carbonatfrei, 5YR 3/2, Holz & Holzkohle	VI
17	255-275	ICn	255-275	toniger Sand, stark skeletthaltig (gerundete Flusskiesel bis 3 cm Ø), carbonatfrei, 5YR 3/2	VII
18	>275	ICn	>275	Sand, stark skeletthaltig (gerundete Flusskiesel bis 5 cm Ø), carbonatfrei, 5YR 3/2	VIII

**Profil 6837- NA 2: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ah	0-10	0	0,3	2,7	17,3	20,2	27,4	22,7	13,8	63,8	16,0	Uls	5,2	0	3,2	5,5
Bv	10-25	0	0,3	2,8	15,6	18,7	25,3	21,4	14,3	61,1	20,3	Lu	4,9	0	2,4	4,2
Bv	-40	0	0,2	2,4	15,8	18,4	25,4	22,6	14,5	62,5	19,1	Lu	4,5	0	1,1	1,9
aMGor	-60	0	0,2	3,0	13,8	16,9	26,5	21,3	13,5	61,3	21,8	Lu	4,6	0	1,0	1,7
aMGor	-80	0	0,3	4,1	19,7	24,1	26,1	18,0	11,5	55,5	20,4	Lu	4,7	0	0,6	1,1
II aMGro	-100	0	0,4	8,2	33,2	41,9	21,0	12,3	7,1	40,4	17,7	Ls 2	5,1	0	0,4	0,6
	-125	0	0,6	6,7	33,5	40,7	20,0	12,2	6,4	38,6	20,7	Ls3	5,9	0	0,4	0,8
	-132	0	0,9	4,3	26,4	31,6	23,2	15,2	5,5	44,0	24,4	Ls2	6,1	0	0,4	0,7
	-145	0	1,1	3,4	25,7	30,2	24,3	14,9	6,5	45,6	24,2	Ls2	6,2	0	0,4	0,8
	-160	0	0,3	4,6	25,4	30,3	23,1	16,5	6,1	45,7	23,9	Ls2	5,9	0	0,3	0,6
	-180	0	1,6	3,5	18,9	24,0	26,2	16,3	7,9	50,3	25,7	Lu	6,1	0	0,2	0,4
	-205	0	1,4	3,2	10,0	14,6	24,6	22,3	9,7	56,6	28,8	Lu	6,4	0	0,2	0,4
	-220	0	0,3	6,3	27,3	33,9	21,5	13,8	6,5	41,8	24,3	Ls2	6,6	0	0,2	0,3
IV aM Gr	-232	0	0,7	9,0	23,1	32,8	17,0	14,1	6,7	37,8	29,4	Lt2	6,7	0	0,2	0,4
V fAhGr	-240	0	0,3	8,3	23,9	32,5	18,2	14,7	7,3	40,2	27,2	Lt2	6,8	0	2,0	3,4
VI Gr	-255	3,2	15,9	60,3	13,0	89,2	1,7	2,0	1,2	4,9	5,9	St2	6,8	0	0,4	0,6
VII (?)ICv	-275	54,5	36,9	48,8	5,3	91,1	1,7	0,6	1,0	3,3	5,6	St2	6,6	0	0,2	0,3
VIII ICv	>275	55,1	48,8	38,2	4,2	91,2	2,0	2,0	0,3	4,3	4,6	Ss	5,5	0	0,1	0,1

**Schwermetall-Gesamtgehalte 6837 – NA 2**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Fe (%)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	Ah	0-10	106	3,4	243	26	29	57	16
2	Bv	10-25	74	2,9	225	24	24	48	17
3	Bv	25-40	45	4,5	174	24	18	53	12
4	aMGor	40-60	37	4,3	171	25	14	51	16
5	aMGor	60-80	31	3,6	137	18	12	35	9
6	II aMGro	80-100	24	2,6	161	17	9	32	3
7		100-125	18	2,8	191	14	8	33	10
8		125-132	25	4,1	170	18	9	44	12
9		132-145	19	3,7	155	18	10	42	17
10		145-160	13	3,6	151	14	10	41	17
11	III aM Grk	160-180	22	4,6	175	19	14	47	16
12		180-205	27	6,6	219	33	17	57	23
13		205-220	17	4,0	137	19	13	35	7
14	IV aM Gr	220-232	18	4,3	184	22	15	39	12
15	V Grh	232-240	28	3,1	404	40	18	58	9
16	VI fAh	240-255	6	0,67	102	3	3	1	0
17	VII (?) ICv	255-275	3	0,50	37	0	2	5	5
18	VIII ICv	>275	3	0,50	70	0	1	5	2

**Profil 6837- NA 2: Sequentielle Extraktion von pedogenem Al, Mn und Fe**

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Al (%)				Mn (%)				Fe (%)			
			p	o	d	t	p	o	d	t	p	o	d	t
1	Ah	0-10	0,09	0,10	0,12	0,32	0,03	0,10	0,02	0,14	0,28	0,72	0,75	1,76
2	Bv	10-25	0,07	0,10	0,14	0,31	0,01	0,10	0,02	0,13	0,23	0,81	0,71	1,75
3	Bv	25-40	0,06	0,08	0,10	0,25	0,01	0,08	0,03	0,13	0,13	0,62	0,90	1,64
4	aMGor	40-60	0,05	0,08	0,13	0,27	0,01	0,08	0,04	0,13	0,11	0,54	0,99	1,63
5	aMGor	60-80	0,04	0,06	0,13	0,23	0,01	0,06	0,03	0,09	0,07	0,38	0,82	1,27
6	aMGro	80-100	0,02	0,03	0,11	0,16	0,00	0,03	0,02	0,05	0,04	0,33	0,62	0,99
7		100-125	0,01	0,02	0,11	0,14	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,31	0,63	0,96
8		125-132	0,01	0,18	0,17	0,36	0,01	0,18	0,03	0,22	0,01	0,45	1,02	1,48
9		132-145	0,01	0,09	0,25	0,35	0,02	0,09	0,01	0,13	0,02	0,46	0,69	1,17
10		145-160	0,01	0,01	0,23	0,25	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,21	0,95	1,19
11	aM Grk	160-180	0,01	0,01	0,25	0,27	0,04	0,01	0,01	0,06	0,02	0,23	0,82	1,07
12		180-205	0,01	0,02	0,19	0,23	0,05	0,02	0,03	0,10	0,03	0,46	1,48	1,97
13		205-220	0,01	0,01	0,12	0,14	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,32	0,55	0,89
14	aM Gr	220-232	0,00	0,01	0,19	0,20	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,36	0,87	1,25
15	Grh	232-240	0,00	0,01	0,27	0,28	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,17	0,39	0,60
16	fAh	240-255	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,07
17	lCv	255-275	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04
18	lCv	>275	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03

**Einzugsgebiet D****Oberhang**

Profil-Nr.: **PG 50**  
 Profilart: PG  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 16.08.00  
 Höhe über NN: 381.97 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496338218-  
 H: 5448082257  
 Reliefformtyp: flacher Mittelhang  
 Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1 2	0-15 15-30	rApM	0-30	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Holzkohleflitter	I
3 4 5 6	30-35 35-40 40-45 45-50	M	30-50	schluffiger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 3/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Ziegel, Keramik und Holzkohleflitter	
7	50-63	cCv	50-63	sandiger Lehm, extrem skeletthaltig, stark carbonathaltig, 7,5YR 4/4 (dunkelbraun)	II
8 9 10	63-70 70-80 130-140	cCv	63-140	toniger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 4/6 (hellbraun)	III

**Profil 6837- PG 50: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rApM	0-15	4,7	3,1	7,0	14,0	24,1	15,4	21,5	11,0	47,8	28,1	Lt2	7,1	0	2,4	4,1
M	15-30	7,4	2,2	6,7	11,4	20,3	23,7	19,7	10,1	53,6	26,1	Lu	7,1	0	1,8	3,1
	30-35	5,9	3,0	6,5	11,5	21,0	25,0	19,4	8,7	53,0	25,9	Lu	7,2	0	1,4	2,3
	35-40	5,0	3,2	7,4	11,5	22,1	21,9	21,6	9,1	52,6	25,3	Lu	7,3	0	1,1	1,9
	40-45	18,8	6,5	8,2	11,5	26,3	22,6	17,9	8,6	49,2	24,5	Ls2	7,3	0	0,9	1,5
	45-50	24,8	8,0	10,2	11,9	30,1	20,9	16,1	9,1	46,1	23,8	Ls2	7,4	0	0,9	1,6
II ICv	50-63	77,3	18,2	17,2	12,4	47,8	13,3	11,9	6,2	31,4	20,8	Ls3	7,5	26,7	0,6	1,1
III ICv	63-70	33,6	6,9	13,6	13,5	34,0	14,8	17,3	7,5	39,5	26,4	Lt2	7,5	20,7	0,3	0,6
	70-80	25,2	8,8	14,7	13,5	36,9	15,1	15,3	7,5	37,9	25,2	Lt2	7,5	27,8	0,4	0,7
	130-140	42,0	8,6	14,3	15,2	38,2	15,2	14,5	6,3	35,9	25,9	Lt2	7,5	25,0	0,2	0,4

Profil-Nr.: **PG 51**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 17.08.00  
 Höhe über NN: 398.52 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496445.103  
 H: 5447955.697  
 Reliefformtyp: flacher Mittelhang  
 Bemerkung: mikromorpholog. beprobt

Proben- Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-35	rApM	0-35	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, schwach carbonathaltig,	I
2	35-40	M	35-65	toniger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 3/4), subpolyedrisches Gefüge,	
3	45 - 50			carbonatfrei, Ziegel, Keramik und	
4	50-55			Holzkohleflitter	
5	60 - 65				
6	72-80	BvT	72-107	schluffiger Ton, carbonatfrei, 5YR 4/6	II
7	80-85			(leuchtend rotbraun), Polyedergefüge,	
8	85-95			schwach skeletthaltig,	
9	95 - 100				
10	100 - 107	cCv	107 - 120	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	III
11	107 - 120				
12	140 - 150	cCv	140 - 150	toniger Lehm, skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/8 (hellbraun)	IV

**Profil 6837- PG 51: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
ApM M	0-35	4,4	3,1	7,2	10,6	21,0	20,9	18,8	10,0	49,8	29,3	Lt2	7,3	6,9	2,7	4,6
	35-40	3,9	3,8	8,2	9,9	21,9	19,9	17,7	9,0	46,7	31,4	Lt2	7,6	6,7	1,3	2,3
	45 - 50	15,9	3,3	6,7	9,1	19,1	19,5	19,2	9,2	48,0	33,0	Lt2	7,6	2,3	0,9	1,6
	50-55	4,7	3,8	5,9	8,1	17,9	20,5	20,5	8,9	49,9	32,1	Lt2	7,5	Sp.	0,6	1,1
II BvT	60 - 65	4,7	3,1	4,9	7,3	15,3	18,9	19,3	9,1	47,3	37,4	Lt3	7,4	Sp.	0,5	0,8
	72-80	9,3	3,1	3,2	5,4	11,7	16,3	18,2	8,7	43,2	45,1	Tu2	7,5	0	0,4	0,7
	80-85	0,3	1,7	1,9	4,9	8,5	16,0	19,7	9,5	45,2	46,3	Tu2	7,5	0	0,4	0,7
	85-95	0,6	1,3	1,9	4,8	8,0	16,9	21,1	8,9	46,9	45,2	Tu2	7,6	0,0	0,4	0,6
	95 - 100	0,9	1,2	2,3	4,8	8,4	16,0	18,7	9,5	44,1	47,5	Tu2	7,7	0,0	0,3	0,6
	100 - 107	0,3	1,2	2,5	5,1	8,8	17,5	18,9	8,6	45,0	46,2	Tu2	7,7	0,0	0,4	0,7
III cCv	107 - 120	13,4	5,4	16,2	20,3	41,9	15,4	13,3	5,0	33,7	24,4	Ls3	8	46,0	0,3	0,6
IV Cv	140 - 150	1,7	3,8	7,6	14,1	25,4	14,2	14,0	6,9	35,2	39,4	Lt3	7,9	20,5	0,3	0,6

**Schwermetall-Gesamtgehalte PG 51**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	rApM M	-30	17	n.b.	80	22	14	41	8
2		-40	25	n.b.	68	34	13	37	7
3		-50	11	n.b.	69	28	12	36	10
5		-65	15	n.b.	71	31	11	37	11
6	IIBvT	-80	15	n.b.	81	48	16	52	10
7		-85	8	n.b.	88	56	17	55	9
9		-100	13	n.b.	94	46	45	42	7
10		-107	15	n.b.	89	51	20	45	7
11	III cCv	-120	2	n.b.	49	28	11	27	4

 Profil-Nr.: **PG 52**  
 Profilart: PG  
 Neigung: 5°  
 Bodentyp: Kolluvisol

 Aufnahmedatum: 17.08.00  
 Höhe über NN: 403.65 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

 Lage: R: 4496494.153-  
 H: 5447911.458  
 Reliefformtyp: Oberhang  
 Bemerkung: -



Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
	0-10 10-20	rApM	0-20	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Holzkohleflitter; Schlacke bei 18 cm	I
	20-25 25-30 30-35 35-40 40-45	M	20-45	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 3/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei; Holzkohleflitter; Ziegel bei 29 & 43 cm; Schlacke bei 40 & 47 cm	
	45-49 49-60 60-70 90-100	ICv	>45	sandig-toniger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II

**Profil 6837- PG 52: Laboranalytische Standardwerte**

Horizont	Probentiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Bodenart	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rAp	0-10	9,3	3,3	7,5	9,4	20,3	21,4	16,9	9,7	47,9	31,8	Lt2	7,3	0	2,7	4,6
	10-20	3,5	5,6	7,7	9,0	22,3	18,9	18,3	8,4	45,6	32,1	Lt2	7,3	0	2,3	4,0
M	20-25	14,6	5,0	8,3	9,4	22,7	19,6	17,5	9,3	46,4	30,9	Lt2	7,5	0	1,8	3,1
	25-30	12,1	4,4	8,3	10,1	22,9	19,2	17,1	8,0	44,3	32,8	Lt2	7,5	0	1,5	2,5
	30-35	6,6	5,1	7,6	10,1	22,9	18,6	17,7	7,6	44,0	33,2	Lt2	7,6	0	1,2	2,1
	35-40	18,6	3,8	7,6	10,3	21,7	19,4	18,8	8,8	47,0	31,3	Lt2	7,7	0	1,0	1,7
	40-45	5,9	3,6	8,5	12,2	24,3	18,7	16,8	8,2	43,7	32,1	Lt2	7,8	10,1	1,0	1,8
ICv	45-49	10,6	6,8	10,8	16,4	34,0	16,7	13,3	6,3	36,3	29,8	Lt2	7,9	26,3	0,7	1,3
	49-60	20,6	6,2	15,5	23,3	45,0	15,0	10,6	5,0	30,6	24,4	Ls3	8,1	50,4	0,4	0,7
	60-70	39,2	8,6	16,1	26,3	50,9	11,7	6,9	3,1	21,7	27,3	Lts	8,1	51,2	0,3	0,5
	90-100	27,2	6,6	16,5	30,7	53,8	12,6	5,7	2,4	20,7	25,5	Lts	7,9	64,2	0,2	0,3

Profil-Nr.: **PG 53**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 12.09.00  
 Höhe über NN: 412.20 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496575.715  
 H: 5447862.730  
 Reliefformtyp: flacher Oberhang  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
	0-20	rAp	0-20	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 3/2), carbonathaltig	I
	25 - 35	Cv	>25	sandig-toniger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II?

**Profil 6837- PG 53: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
rAp	0-20	12,2	2,7	8,8	13,0	24,5	14,7	16,5	9,5	40,8	34,7	Lt2	7,4	24,5	1,8	3,1
II ICv	25 - 35	71,4	2,6	9,7	27,2	39,5	10,1	8,9	6,2	25,1	35,5	Lts	7,6	38,2	1,1	1,8

Profil-Nr.: **PG 54**

Profilart: PG

Neigung: 5°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 28.09.00

Höhe über NN: 389.24 m

Exposition: NW

Nutzung: Bache, Weide

Lage: R: 4496315686- H:

5448036926

Reliefformtyp: leicht konkaver

Oberhang

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-18	rAp	0-18	sandig toniger Lehm, carbonatfrei , skeletthaltig, 10YR 3/4	I
	>18	cCv	>18	extrem carbonathaltiger Dolomitsand (gelblich, rötlich und weiß), mit großen Kalkbruchstücken, teils tonig-lehmig	II?

**Profil 6837- PG 54: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH	CaCO <sub>3</sub>	C	org. S.
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T		(Ca Cl <sub>2</sub> )	(%)	(%)	(%)
rAp	0-18	12	2,0	10,7	14,9	27,5	15,9	16,8	8,9	41,5	31,0	Lt2	7,5	18,6	2,0	3,5

Profil-Nr.: **PG 55**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 3°

Bodentyp: Kultu – Terra Fusca

Aufnahmedatum: 28.09.00

Höhe über NN: 405.74 m

Exposition: WNW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496452.941-

H: 5447885.042

Reliefformtyp: gestreckter Mittelhang

Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
		rAp	0-23	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei	I
		BvT	23-30	rötlich brauner (7,5 YR 4/6) lehmiger Ton, Skelett (bis 5 cm, gerundet) carbonathaltig, sonst carbonatfrei, Holzkohleflitter	
		BvT/Cv	30-45	Kalkschuttbrocken (bis 15 cm) in lehmig toniger Matrix, (7,5 YR 4/6), Holzkohleflitter (bei 45 cm)	II
		Cv	45-55	sandig-toniger Lehm, stark carbonathaltig & skeletthaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	III
		Cv	55 - 90	gelber (10 YR 6/8) Dolomitsand, extrem carbonathaltig,	IV

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **PG 56**  
 Profilart: Profilgrube  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Terra Fusca-Kolluvisol

Aufnahmedatum: 12.09.00  
 Höhe über NN: 403.77 m  
 Exposition: WNW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496507922  
 H: 5447941508  
 Reliefformtyp: flacher Oberhang

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-30	rApM	0-30	toniger Lehm, skelettfrei, dunkelbraun (10YR 2/2), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei	I
3	30-50	M	30-50	toniger Lehm, skelettfrei, braun (10YR 3/4), subpolyedrisches Gefüge, carbonatfrei, Holzkohleflitter	
4	50-65	BvT	50-65	schluffiger Ton, carbonatfrei, 5YR 4/6 (leuchtend rotbraun), Polyedergefüge, schwach skeletthaltig	II
5	>65	ICv	>65	lehmiger Sand, stark carbonathaltig, z.T. skeletthaltig, 10 YR 7/8 (gelb)	III

**Profil 6837- PG 56: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-30	2,3	3,2	7,2	9,0	19,3	18,5	17,4	9,2	45,1	35,6	Lt3	7,3	0	2,7	4,6
M	30-50	1,4	3,5	6,8	9,2	19,6	18,5	19,2	7,9	45,6	34,8	Lt2	7,5	0	1,4	2,6
II BvT	50-65	3,8	5,2	5,7	7,3	18,2	12,0	12,7	6,7	31,4	50,4	Tu2	7,6	0	0,3	0,6
III ICv	>65	35	3,6	13,4	28,9	45,9	15,2	6,2	2,5	23,9	30,2	Lts	7,9	42,4	0,3	0,5

Profil-Nr.: **PG 57**

Profilart: Profilgrube

Neigung: 4°

Bodentyp: Kultu-Rendzina über  
Fließerde

Aufnahmedatum: 12.09.00

Höhe über NN: 411.57 m

Exposition: W

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496590512

H: 5447921681

Reliefformtyp: Oberhang

Bemerkung: Einregelungsmessung (s.  
Kapitel 5.2.3)

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1	0-30	rAp	0-30	toniger Lehm, skelettfrei, dunkelbraun (10YR 2/2), carbonathaltig,	I
2 3 4	30-50 50-70 70-90	lCv	30-90	toniger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II
5	90-95	lCv	90-95	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 6/8 (gelb)	III
6	>95	cCv	>95	lehmiger Sand, extrem carbonathaltig, z.T. skeletthaltig, 10 YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	IV

**Profil 6837- PG 57: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH	CaCO <sub>3</sub>	C	org. S.
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T		(Ca Cl <sub>2</sub> )	(%)	(%)	(%)
Ap	0-30	1,7	3,0	7,4	10,9	21,3	16,6	15,7	10,2	42,5	36,3	Lt3	7,3	22,6	1,8	3,1
	30-50	31,0	6,7	15,2	18,7	40,6	14,3	12,7	6,4	33,3	26,1	Lt2	7,6	38,5	0,6	1,2
	50-70	26,4	6,6	15,8	19,5	42,0	13,9	12,9	6,2	33,0	25,0	Lt2	7,6	45,5	0,4	0,7
	70-90	25,7	4,8	14,7	20,3	39,8	15,2	12,8	5,9	33,8	26,3	Lt2	7,6	48,1	0,3	0,6
lCv	90-95	6,3	4,6	9,8	17,2	31,6	7,7	10,4	8,2	26,4	42,1	Lts	7,5	38,2	0,2	0,4
cCv	>95	39	0,3	24,1	58,6	83,0	6,5	2,8	1,4	10,7	6,3	SI2	7,8	90	0,1	0,1

Profil-Nr.: **RKS Td 3**

Profilart: RKS

Neigung: 2°

Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 11.04.01

Höhe über NN: 388.10 m

Exposition: NW

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496375910

H: 5448034257

Reliefformtyp: flach – konkaver  
Mittelhang

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
		rApM	0-33	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), carbonatfrei, Holzkohlefitter	I
		M	33-60	toniger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 3/4), carbonatfrei, Holzkohlefitter	
		Cv	60-130	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **RKS Td 5**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 11.04.01  
 Höhe über NN: 392.72 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496402925  
 H: 5447997765  
 Reliefformtyp: flach – konkaver  
 Oberhang

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
		rApM	0-30	schwach toniger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), schwach carbonathaltig,	I
		M	30-80	toniger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 3/4), carbonatfrei, Ziegel und Holzkohle	
		Cv	80-320	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II
		Cn?	>320	unverwitterter Malm, weiß, (oder Stein?)	III

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **RKS Td 7**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 11.04.01  
 Höhe über NN: 395.68 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496426532  
 H: 5447976409  
 Reliefformtyp: flach – konkaver  
 Oberhang

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
		rApM	0-28	toniger Lehm, schwach skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), carbonatfrei	I
		M	28-75	toniger Lehm, skelettfrei, braun (10YR 3/4), carbonatfrei, Ziegel und Holzkohle	
		Cv	>95	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **RKS Td H 0**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Hortisol

Aufnahmedatum: 11.04.01  
 Höhe über NN: 385.15 m  
 Exposition: WSW  
 Nutzung: Gartenanlage

Lage: R: 4496375.908  
 H: 5448034.268  
 Reliefformtyp: flach – konkaver  
 Mittelhang

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
		R-Ap	0-40	toniger Lehm, carbonathaltig; stark humos; 10YR 1,7/1 bis 2/1 (schwarz); skelettreich; zahlreich Holzkohlefitter und Artefakte	I
		R-Ah?	40-75	toniger Lehm, carbonathaltig; stark humos; 10YR 2/1 (schwarz); skelettreich; Holzkohle	
		BvT?	75-90	toniger Lehm, schwach carbonathaltig, 5YR 4/6 (leuchtend rotbraun), skelettfrei,	
		cCv	>90	sandiger Lehm, stark carbonathaltig, skelettfrei, 10 YR 7/6 (gelb)	II

**Profil 6837- Td H 0: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
R-Ap	0-20	31,9	3,8	13,5	20,4	37,7	16,5	13,1	6,6	36,2	26,1	Lt2	7,2	34,0	3,4	5,9
	20-40	27,8	4,2	15,7	20,9	40,8	13,0	13,1	7,4	33,6	25,6	Lt2	7,1	32,7	2,9	5,0
R-Ah	40-60	35,6	3,4	13,7	19,1	36,2	16,4	13,6	7,3	37,3	26,5	Lt2	7,1	28,3	2,6	4,5
	60-75	34	3,5	11,6	16,0	31,1	16,5	15,7	8,8	41,0	27,9	Lt2	7,2	24,3	2,0	3,5
BvT	75-90	0,5	2,7	8,2	11,0	21,8	19,7	18,8	8,1	46,6	31,6	Lt2	7,1	3,1	1,0	1,8
cCv	>90	1,3	2,9	16,2	26,7	45,8	12,3	6,7	5,3	24,2	30,0	Lts	7,5	61,4	0,4	0,7

**Unterhang**

Profil-Nr.: **VA 20**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 8°  
 Bodentyp: Rendzina

Aufnahmedatum: 13.11.00  
 Höhe über NN: 350.77 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Weg

Lage: R: 4496243077 - H: 5448271537  
 Reliefformtyp: Übergang Tilke-  
 Schwemmfächer  
 Bemerkung: -

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
	0-8	Ah	0-8	sandiger Lehm, skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 3/2 (schwarzgrau)	I
	8-18	ICv	8-18	lehmiger Sand, schwach skeletthaltig, 5 YR 4/6, stark carbonathaltig (Dolomitasche?)	II
	18-65	ICV	18-65	lehmiger Sand, 10 YR 6/8, stark carbonathaltig (Dolomitasche?)	III
	>65	ICv	>65	reiner Sand, skeletthaltig, 10YR 7/1 (weißgrau), extrem carbonathaltig (Dolomitasche)	IV

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: VA 21  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp:

Aufnahmedatum: 13.11.00  
 Höhe über NN: 344.07 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496182995  
 H: 5448303624  
 Reliefformtyp: Hangfuß  
 Bemerkung:

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungsphase
1	0-25	AhM/jC?	0-25	lehmgiger Sand, skeletthaltig, carbonathaltig, humos, 10YR 2/1 (schwarz), Glas, Plastik, Ziegel	I
2 3	25-50 50-70	M/jC?	25-70	lehmgiger Sand skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 2/1 (schwarz) Ziegel, Schlacke	II
4	70-80	M/jC?	70-80	sandiger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10YR 3/2 (dunkelbraun) Holzkohleflitter Nagel	III
5	80-85	M/jC?	80-85	sandiger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10YR 2/2 (dunkelbraun), glasierte Keramik	IV
6	88-98	M/jC?	88-98	sandiger Lehm, carbonathaltig, skelettfrei, 10YR 3/2 (dunkelbraun) Holzkohleflitter	V
7 8	98-115 115-130	M/jC?	98-130	lehmgiger Sand, carbonathaltig, skeletthaltig, humos, 10YR 1,7/1 (schwarz) Holzkohleflitter, Ziegel	VI
9 10 11 12 13	130-145 155-165 165-175 175-185 185-195	M	130-195	lehmgiger Sand, stark carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10YR 4/6 (hellbraun)	VII
14 15 16	195-205 205-215 215-225	aM	195-225	schluffig-sandiger Lehm, carbonathaltig, skelettfrei, 10YR 5/8 (hellbraun)	VIII
17 18 19	225-233 233-245 245-260	M	225-260	lehmgiger Sand, stark carbonathaltig, stark skeletthaltig, 10YR 4/6 (hellbraun)	IX
20	265-275	M	265-275	sandiger Lehm, carbonathaltig, skelettfrei, 10YR 4/6 (hellbraun)	X
21 22	275-290 290-300	M	275-300	lehmgiger Sand, stark carbonathaltig, stark skeletthaltig, 10YR 4/6 (hellbraun)	XI
23 24	300-312 312-325	M	300-325	sandiger Lehm, carbonathaltig, skelettfrei, 10YR 4/4 (braun)	XII
25	325-340	M	325-340	lehmgiger Sand, stark carbonathaltig, skelettfrei, 10YR 6/8 (hellbraun)	XIII
26	340-355	M	340-355	sandiger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10YR 4/4 (braun), Holzkohleflitter	XIV
27	355-370	M	355-370	lehmgiger Sand, carbonathaltig, skeletthaltig, 10YR 4/4 (braun)	XV
28	370-385	M	370-385	sandiger Lehm, carbonathaltig, skeletthaltig, 10YR 4/4 (braun)	XVI
29	385-400	ICn	385-400	lehmgiger Sand, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, (gerundete Flussskiesel bis 5 cm Ø)	XVII

## Profil 6837- VA 21: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
AhM/jC?	0-25	35,2	18,5	31,3	16,6	66,4	11,2	7,4	5,0	23,5	10,1	SI3	7,3	18,8	1,8	3,0
M/jC?	25-50	42,0	24,2	33,8	15,7	73,8	8,2	6,0	4,1	18,2	8,0	SI3	7,4	18,1	1,3	2,2
	50-70	53,8	11,9	25,0	19,7	56,6	14,8	9,4	5,3	29,5	14,0	SI4	7,3	19,4	1,3	2,2
	70-80	12,9	7,7	16,6	13,1	37,4	20,5	16,1	7,3	43,8	18,8	Ls2	7,4	15,5	1,1	1,9
	80-85	41,1	20,8	14,5	10,6	46,0	15,1	14,3	7,3	36,7	17,3	Ls3	7,3	9,8	2,0	3,4
	88-98	0,3	2,0	8,2	16,5	26,7	24,0	19,3	6,7	50,0	23,4	Ls2	7,4	17,5	1,0	1,7
	98-115	39,0	23,4	17,1	10,4	50,9	13,4	12,9	8,3	34,5	14,6	SI4	7,3	7,3	3,0	5,1
	115-130	39,7	22,2	16,5	11,6	50,2	16,0	12,1	7,5	35,6	14,2	SI4	7,3	6,2	3,1	5,3
M	130-145	30,2	3,81	7,3	24,2	35,2	25,1	15,6	4,1	44,9	19,9	Ls2	7,4	35,0	0,6	1,0
	155-165	39,8	6,3	11,3	28,6	46,1	19,8	12,8	4,5	37,1	16,8	SI4	7,5	42,6	0,3	0,6
	165-175	8,3	5,2	12,8	28,8	46,8	20,6	12,0	3,8	36,4	16,8	SI4	7,5	35,1	0,3	0,6
	175-185	16,5	11,2	16,4	29,8	57,4	14,9	9,3	3,5	27,7	14,9	SI4	7,5	37,7	0,3	0,5
	185-195	5,0	4,6	11,1	30,1	45,8	21,1	13,3	3,9	38,2	16,0	SI4	7,6	37,6	0,3	0,6
aM	195-205	0,3	2,8	8,7	26,3	37,8	21,2	16,5	5,3	43,0	19,3	Ls2	7,6	25,5	0,4	0,6
	205-215	0,2	2,8	5,3	14,8	22,9	28,7	22,4	6,5	57,5	19,6	Lu	7,6	14,2	0,5	0,8
	215-225	6,5	2,8	7,8	20,0	30,6	26,0	18,4	5,5	49,9	19,5	Ls2	7,6	20,4	0,4	0,7
M	225-233	69,4	9,7	14,8	29,3	53,8	17,4	10,8	3,2	31,5	14,7	SI4	7,6	52,9	0,3	0,5
	233-245	69,0	17,5	16,7	32,7	66,9	13,2	6,2	2,7	22,2	10,9	SI3	7,7	63,6	0,3	0,5
	245-260	56,5	21,6	19,5	28,9	69,9	10,4	7,1	1,3	18,8	11,2	SI3	7,6	62,2	0,3	0,5
	265-275	2,1	6,9	11,4	23,0	41,4	20,5	15,0	4,8	40,3	18,3	Ls2	7,6	34,4	0,4	0,7
	275-290	53,3	23,3	24,2	22,4	69,9	10,4	6,7	3,0	20,1	10,0	SI3	7,7	61,4	0,3	0,5
	290-300	54,0	12,7	25,8	27,3	65,8	13,0	6,3	2,7	22,0	12,3	SI4	7,6	42,0	0,3	0,5
	300-312	0,7	4,2	15,1	18,9	38,2	24,6	14,9	4,2	43,8	18,0	Ls2	7,6	24,3	0,3	0,5
	312-325	3,0	4,1	11,2	23,3	38,5	22,4	12,8	4,1	39,3	22,1	Ls3	7,6	29,8	0,7	1,2
	325-340	0,9	7,4	25,5	37,5	70,3	9,1	4,8	2,5	16,4	13,3	SI4	7,6	54,1	0,3	0,5
	340-355	8,3	6,2	8,6	22,5	37,3	19,6	15,0	6,3	40,9	21,8	Ls2	7,6	29,5	0,8	1,3
	355-370	49,7	15,2	11,4	34,7	61,3	13,5	8,4	3,9	25,8	12,9	SI4	7,7	44,9	0,4	0,7
	370-385	18,5	6,2	8,4	25,0	39,5	17,5	14,3	6,8	38,6	21,8	Ls3	7,6	39,0	0,6	1,1
lCn	385-400	65,6	18,4	15,1	25,2	58,7	15,2	10,5	4,1	29,9	11,5	SI3	7,8	61,0	0,4	0,7

Profil-Nr.: VA 23  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 09.05.01  
 Höhe über NN: 344.35 m  
 Exposition: NW  
 Nutzung: unterhalb Scheune

Lage: R: 4496207571  
 H: 5448321765  
 Reliefformtyp: Hangfuß  
 Bemerkung: 2,2 m fehlen



Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1 2	0-20 20-30	Y?	0-30	lehmgiger Sand, schwach skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 4/4 (hellbraun)	I
3 4	35-45 45-55	M	35-55	sandiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 5/6 (hellbraun), Holzkohleflitter	II
5	50-60	M	50-60	sandiger Lehm, carbonathaltig,, schwach skeletthaltig, 10YR 3/6 (braun), Holzkohleflitter	III
6	60-70	M	60-70	lehmgiger Sand, carbonathaltig,, stark skeletthaltig, z.T gerundet, 10YR 3/6 (braun), Holzkohleflitter	IV
7 8 9 10	70-80 80-90 90-100 100-110	M	70-110	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, schwach skeletthaltig, 10YR 3/6 (braun), Holzkohleflitter Keramik	V
11 12	110-120 120-130	aM	110-130	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, schwach skeletthaltig, 10YR 4/4 (braun), Holzkohleflitter	VI
13 14 15	130-140 140-150 150-160	aMGo	130-160	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, schwach skeletthaltig, 10YR 3/6 (braun), Holzkohleflitter & Holz	VII
16 17 18 19	160-170 170-180 180-190 190-200	aMGr	160-200	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, schwach skeletthaltig, 10YR 6/2 (braungrau), Holzkohleflitter	VIII
20 21 22	200-210 210-220 220-230	ICn	200-230	lehmgiger Sand, carbonathaltig,, stark skeletthaltig, gut gerundete Flussskiesel	IX
23 24 25	230-240 240-250 250-260	fAhGrh	230-260	schluffig-lehmiger Sand, carbonathaltig,, schwach skeletthaltig, 10YR 3/1 (schwarzgrau), Holzkohleflitter & Holz	X
26	260-270	ICv	260-270	lehmgiger Sand, carbonathaltig, skeletthaltig,	XI
27	ab 270	Cn ?	ab 270	anstehender unverwitterter Dolomitfels ?	XII

**Schwermetall-Gesamtgehalte VA 23**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
5	M	-60	0	n.b.	54	12	8	19	9
10	M	-110	0	n.b.	67	22	10	21	7
12	aM	-130	5	n.b.	63	17	8	21	8
15	aGo	-160	0	n.b.	59	15	8	23	10
17	aMGr	-180	0	n.b.	58	16	6	20	6
19	aMGr	-200	0	n.b.	54	15	6	21	2
22	ICn	-230	0	n.b.	38	7	5	10	3
25	fAGrh	-260	0	n.b.	58	14	5	21	4
26	ICv	-270	0	n.b.	24	9	2	8	3

## Profil 6837- VA 23: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Y?	0-20	11,6	6,6	18,3	29,7	54,6	14,6	11,1	3,8	29,5	16,0	SI4	7,6	31,7	0,4	0,6
	20-30	4,2	2,9	7,7	18,7	29,3	26,4	18,5	6,4	51,2	19,5	Lu	7,6	19,6	0,4	0,7
M	35-45	4,9	4,6	13,6	25,6	43,7	18,5	14,2	4,4	37,0	19,3	Ls3	7,6	25,9	0,3	0,6
	45-55	7,1	10,6	15,1	20,9	46,5	15,2	14,0	6,0	35,3	18,1	Ls3	7,6	26,5	0,5	0,9
M	50-60	9,9	5,2	10,5	18,3	34,0	20,8	18,3	6,7	45,9	20,1	Ls2	7,6	23,2	0,6	1,1
M	60-70	44,4	8,5	16,4	27,9	52,8	16,5	10,9	5,3	32,7	14,6	SI4	7,6	35,9	0,5	0,9
M	70-80	14,9	5,4	10,0	18,8	34,2	23,7	17,2	6,9	47,7	18,0	Ls2	7,6	20,3	0,7	1,2
	80-90	10,1	4,1	8,4	14,7	27,3	25,7	19,4	7,4	52,4	20,3	Lu	7,6	13,6	0,6	0,9
	90-100	15,5	7,1	10,0	15,9	33,0	23,7	17,9	6,9	48,5	18,4	Ls2	7,6	18,7	0,6	1,0
	100-110	10,5	4,5	8,7	13,0	26,2	22,6	20,3	9,1	52,0	21,7	Lu	7,5	14,2	0,6	1,0
aM	110-120	9,6	2,9	5,0	9,5	17,3	28,7	21,5	10,2	60,4	22,3	Lu	7,5	10,6	0,6	1,0
aMGo	120-130	8,9	2,7	5,2	9,8	17,6	27,4	24,4	8,5	60,3	22,1	Lu	7,6	11,3	0,9	1,5
	130-140	5,6	2,5	4,6	10,2	17,4	27,3	25,2	8,3	60,9	21,8	Lu	7,6	12,0	0,7	1,2
	140-150	1,7	1,9	4,1	10,2	16,2	27,2	24,8	11,1	63,1	20,8	Lu	7,6	10,2	0,7	1,2
	150-160	9,2	1,3	3,4	11,5	16,1	26,7	25,8	8,9	61,3	22,6	Lu	7,6	10,2	1,4	2,4
aMGr	160-170	4,5	1,2	4,1	14,8	20,0	28,1	23,5	10,1	61,7	18,3	Lu	7,7	25,6	1,6	2,8
	170-180	3,4	2,0	4,8	16,1	22,9	29,7	20,0	10,0	59,8	17,4	Lu	7,7	8,5	1,5	2,6
	180-190	0,3	2,3	7,3	17,5	27,1	30,6	18,7	6,9	56,2	16,7	Uls	7,7	18,6	1,4	2,4
	190-200	13,0	2,9	6,0	20,0	28,9	28,2	19,8	7,9	55,8	15,3	Uls	7,6	17,2	2,1	3,6
lCn	200-210	71,6	10,2	12,8	25,0	48,0	21,7	14,2	4,8	40,7	11,3	Slu	7,6	23,9	1,4	2,4
	210-220	70,6	22,5	25,1	23,1	70,7	12,0	7,2	4,2	23,4	5,9	SI2	7,6	33,7	1,3	2,3
	220-230	64,8	29,4	24,5	18,0	71,9	8,7	7,5	4,1	20,3	7,7	SI2	7,6	28,8	1,1	1,9
	230-240	22,1	14,5	17,4	15,6	47,5	20,1	13,4	7,8	41,3	11,2	Slu	7,5	34,2	2,8	4,9
fAhGr	240-250	15,2	7,9	13,4	15,9	37,2	23,9	16,7	8,2	48,8	14,0	Slu	7,5	28,9	3,7	6,4
	250-260	5,2	6,6	14,3	13,6	34,5	21,1	17,6	9,9	48,7	16,8	Slu	7,4	23,6	3,3	5,7
lCv	260-270	48,8	18,7	21,8	22,7	63,3	10,9	8,2	4,9	24,0	12,7	SI4	7,5	40,6	1,1	1,9
Cn	> 270															

Profil-Nr.: **VA 24**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 1°  
 Bodentyp: Vega (?)

Aufnahmedatum: 09.04.01  
 Höhe über NN: 342.50 m  
 Exposition: SE  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496169706 -  
 H:5448358208  
 Reliefformtyp: Aue  
 Bemerkung: Insel zwischen Vils und  
 Vilskanal; Grundwasser 148cm unter  
 GOK

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Umlagerungs- phase
		aAh	0-30	sandig-toniger Lehm, carbonatfrei, skelettfrei, Holzkohleflitter bei 30 cm	I
		aBv	30-40	sandig-toniger Lehm, carbonatfrei , skelettfrei, 7,5YR 4/4 (rotbraun), Ziegel	
		aM	40-72	Lehmiger Ton, Skelettfrei, braungrau (), viele feinverteilte Holzkohleflitter,	II
		aM	72-100	sandiger Lehm, skelettfrei, 10 YR 5/6 (gelbbraun), Holzkohleflitter	III
		aM	100-110	reiner Sand, skelettfrei, carbonathaltig, 10YR 6/8 (gelb)	IV
		aM	180-195	toniger Lehm, skelettfrei, carbonatfrei braungrau (7,5YR 4/2)	V
		(Y?)Gr	205 - 270	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, (7,5YR 3/1 (grauschwarz), mit Steinen und Schlacke durchmischt	VI
		Y(?)Gr	270-285	grobsandiger Lehm, schwach skeletthaltig, erst schwärzlich gegen Untergrenze gelblich	?
		Cv	> 290	Gut zugerundete Flusskiese in sandiger Matrix, stark skeletthaltig, carbonathaltig	?

keine Labordaten vorliegend !

Profil-Nr.: **VA 25**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 0°  
 Bodentyp: Auengley

Aufnahmedatum: 09.04.01  
 Höhe über NN: 342.64 m  
 Exposition: -  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496161282 -  
 H:5448375222  
 Reliefformtyp: Vilsaue  
 Bemerkung: Insel zw. Vils und  
 Vilskanal

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Umlagerungs-phase
1	30-52 52-65	jC ?	30-65	schluffiger Sand, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, humos, 7,5YR 3/3 (braun), Holzkohleflitter	I
2	65-80 80-90	aM	65-90	toniger Schluff, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/3 (dunkelbraun), Holzkohleflitter	II
3	90-105 105-118	aM	90-118	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/3 (dunkelbraun), Holzkohleflitter	III
4	118-130	aM	118-130	sandiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/4 (braun), Holzkohleflitter	IV
5	130-145	M?	130-145	lehmiger Sand skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 3/3 (dunkelbraun)	V
6	145-155	aM	145-155	sandiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/4 (braun), Holzkohleflitter	VI
7	155-170 170-176	aMGo	155-176	sandiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 7,5YR 4/6 (rotbraun), Holzkohleflitter	VII
8	176-192	aMGo	176-192	lehmiger Sand, skelettfrei, carbonathaltig, 5YR 4/6 (rotbraun), Holzkohleflitter	VIII
9	201-216 216-230	aMGrh	201-230	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 5YR 7/1 (weißgrau), viele Holzkohleflitter	IX
10	230-234	aMGo	230-234	lehmiger Sand, skelettfrei, carbonathaltig, 5YR 4/6 (rotbraun), Holzkohleflitter	X
11	234-240	aMGr	234-240	sandiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 7,5YR 5/2 (braungrau), Holzkohleflitter	XI
12	240-252 252-260 261-270	lCv	240-270	toniger Sand, schwach skeletthaltig, carbonathaltig, 7,5YR 4/6 (rotbraun), Holz & Holzkohleflitter	XII
13	>270	lCn	>270	lehmiger Sand, stark skeletthaltig, schwach carbonathaltig, (gerundete Flussskiesel bis 5 cm Ø); Schlackestücke	XIII

**Schwermetall-Gesamtgehalte VA 25**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
3	aM	65-80	4	n.b.	69	27	12	29	2
4	aM	-90	11	n.b.	85	29	13	36	7
5	IIIaM	-105	16	n.b.	124	29	12	31	6
6	IIIaM	-118	12	n.b.	111	28	10	30	7
8	VM?	-145	0	n.b.	46	13	3	20	0
11	aM?Go	-176	16	n.b.	40	11	3	22	0
13	aMGrh	-216	4	n.b.	58	25	10	31	4
14	aMGrh	-230	9	n.b.	71	27	11	33	5
16	aMGr	-240	16	n.b.	41	15	4	26	0
18	lCv	-260	10	n.b.	14	3	0	5	0
20	lCn	>270	6	n.b.	28	4	3	19	0

## Profil 6837- VA 25: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelet t (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
jC?	30-52	1,7	8,7	16,6	16,3	41,6	16,2	19,5	9,7	45,3	13,1	Slu	7	5,9	3,1	5,3
	52-65	0,5	10,3	16,4	15,4	42,1	17,4	19,1	9,6	46,0	11,9	Slu	7,3	7,7	1,7	2,8
II aM	65-80	0,0	1,5	4,1	6,1	11,7	31,5	25,1	10,5	67,2	21,1	Ut4	7,3	6,7	1,4	2,4
	80-90	0,0	1,7	1,1	6,2	9,0	26,5	28,6	11,5	66,6	24,3	Ut4	7,3	4,9	1,4	2,4
III aM	90-105	0,0	1,0	10,6	11,3	22,9	20,9	24,0	9,4	54,3	22,8	Lu	7,4	7,9	1,3	2,3
	105-118	0,0	0,7	10,2	16,7	27,6	21,1	20,6	8,9	50,6	21,8	Lu	7,5	8,6	1,0	1,8
IV aM	118-130	0,0	3,2	19,5	19,2	41,9	19,5	14,9	6,4	40,8	17,3	Ls2	7,5	13,6	1,0	1,7
V M ?	130-145	6,5	27,3	21,1	12,4	60,8	13,5	8,3	4,0	25,8	13,4	Sl4	7,5	10,5	0,5	0,8
VI aM	145-155	0,0	3,3	16,2	15,2	34,7	19,0	18,3	5,1	42,4	23,0	Ls2	7,6	10,2	1,1	1,9
VIIaM?Go	155-170	0,0	2,8	26,8	21,5	51,0	15,9	12,3	2,9	31,1	17,9	Ls3	7,6	14,8	0,5	0,9
	170-176	0,0	2,2	22,6	21,0	45,8	16,0	14,4	5,1	35,4	18,7	Ls3	7,6	16,2	0,6	1,1
VIII aMGo	176-192	0,0	10,9	34,5	17,2	62,6	10,9	8,5	4,1	23,6	13,8	Sl4	7,6	13,7	0,6	1,1
IX aMGrh	201-216	0,0	0,5	2,3	24,8	27,6	29,5	17,0	5,9	52,4	19,9	Lu	7,4	14,5	2,4	4,1
	216-230	0,0	0,1	1,6	11,2	12,9	32,5	23,0	7,8	63,3	23,8	Lu	7,4	10,1	2,0	3,4
X aMGo?	230-234	0,0	1,7	51,7	24,7	78,1	8,4	3,6	2,2	14,1	7,7	Sl2	7,5	18,5	0,4	0,6
XI aMGr	234-240	0,0	1,3	24,0	17,4	42,7	21,3	13,3	5,3	39,8	17,5	Ls3	7,5	13,7	1,2	2,0
XII ICv	240-252	3,0	2,7	65,2	16,3	84,2	4,8	2,1	2,6	9,4	6,3	St2	7,7	14,2	0,2	0,3
	252-260	0,0	2,3	62,4	18,2	82,8	6,6	2,6	1,8	11,1	6,1	Sl2	7,7	14,6	0,2	0,3
	261-270	0,0	2,5	72,2	10,3	85,0	5,3	2,1	1,3	8,7	6,3	St2	7,7	11,4	0,2	0,4
XIII ICn	>270	64,7	41,8	23,8	5,0	70,6	8,7	7,9	2,9	19,5	9,9	Sl3	7,8	6,9	0,3	0,5

Profil-Nr.: VA 26  
 Profilart: RKS  
 Neigung: -  
 Bodentyp: Auengley

Aufnahmedatum: 09.05.01  
 Höhe über NN: 342.64 m  
 Exposition: -  
 Nutzung: privater Gartenbereich  
 (Rasen)

Lage: R: 4496145942  
 H: 5448263296  
 Reliefformtyp: Vilsaue  
 Bemerkung: -

## Schwermetall-Gesamtgehalte VA 26

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien & Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	aMAh	-20	25	n.b.	85	14	12	23	2
3	IIaM	-50	0	n.b.	56	21	10	25	7
4	IIaM	-65	2	n.b.	55	20	9	23	8
6	IIaM	-98	19	n.b.	71	13	8	31	4
7	IVaM	-165	0	n.b.	69	18	9	32	0
8	IVaM	-184	20	n.b.	70	19	9	28	5
9	IVaM	-205	12	n.b.	62	16	7	27	2
11	VaM	-232	50	n.b.	46	16	8	22	6
12	VIaM	-255	16	n.b.	55	22	8	24	63
13	aMCn	-284	10	n.b.	51	21	9	30	2

Proben -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs- phase
1 2	0-20 20-35	aMAh	0-35	sandiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 2/2 (dunkelbraun), Holzkohleflitter	I
3 4	35-50 50-65	aM	35-65	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/4 (braun), Holzkohleflitter	II
5 6	65-80 80-98	aM	65-98	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/3 (dunkelbraun),	III
7 8 9	98-165 165-184 184-205	aM	98-205	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 3/3 (dunkelbraun), Holzkohleflitter	IV
10 11	205-220 220-232	aM	205-232	sandiger Lehm, stark carbonathaltig,, skelettfrei 10YR 4/6 (hellbraun),	V
12	232-255	aM	232-255	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, skelettfrei 7,5YR 4/4 (rotbraun), Holzkohleflitter	VI
13	255-284	aMCn	255-284	sandiger Lehm, carbonathaltig,, stark skeletthaltig (gerundete Flussskiesel), 10YR 3/3 (dunkelbraun),	VII
14 15	284-290 290-300	aMCn	284-300	schluffiger Lehm, carbonathaltig,, stark skeletthaltig (gerundete Flussskiesel) 10YR 3/3 (dunkelbraun),	VIII
16	300-340	aMGr	300-340	lehmiger Sand, carbonathaltig, stark skeletthaltig, 10 YR 5/2 (braungrau)	IX
17	340-370	aMGr	340-370	sandiger Lehm, carbonathaltig,, stark skeletthaltig, 10YR 4/2 (braungrau)	X
18	370-400	aMGr	370-400	schluffiger Sand, carbonathaltig, stark skeletthaltig, 7,5YR 5/2 (braungrau)	XII
19	400-460	lCn	400-460	reiner Sand zwischen stark gerundeten Flussskieseln, carbonathaltig, 10YR 5/8	XII
20	>460	lCv	>460	reiner Sand, extrem carbonathaltig, z.T. skeletthaltig 10 YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	XIII

**Profil 6837- VA 26: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
aMAh	0-20	1,7	3,8	12,0	16,4	32,2	23,6	18,5	10,5	52,6	15,3	Uls	7,1	17,5	2,9	4,9
	35	3,5	5,1	11,8	17,2	34,1	19,9	17,2	7,1	44,2	21,8	Ls2	7,3	19,3	1,5	2,6
II aM	50	0,5	2,0	6,2	11,1	19,4	29,7	21,1	5,2	56,0	24,6	Lu	7,3	16,6	1,0	1,7
	65	1,9	1,2	4,4	12,3	18,0	31,7	19,4	6,4	57,5	24,5	Lu	7,4	15,5	0,8	1,5
III aM	80	0,9	2,1	9,4	15,2	26,7	27,9	16,3	7,2	51,4	21,9	Lu	7,4	16,0	0,9	1,5
	98	0	1,9	13,3	18,6	33,9	21,6	17,4	5,6	44,6	21,6	Ls2	7,4	16,6	0,8	1,4
IV aM	165	0	0,6	4,0	11,1	15,8	29,5	23,2	9,2	61,9	22,4	Lu	7,4	8,9	0,9	1,5
	184	0,9	0,5	2,3	10,0	12,8	27,9	25,9	8,7	62,5	24,7	Lu	7,4	7,9	0,8	1,4
	205	0	0,6	2,6	11,3	14,5	28,9	25,3	7,2	61,5	24,0	Lu	7,4	9,8	0,8	1,4
V aM	220	0	0,8	5,5	23,7	29,9	18,4	21,0	6,2	45,5	24,5	Ls2	7,6	21,5	0,4	0,7
	232	0	0,4	4,1	28,3	32,8	22,3	16,1	5,0	43,4	23,8	Ls2	7,5	29,9	0,4	0,6
VI aM	-255	0	1,2	2,3	10,3	13,8	26,4	27,2	8,5	62,0	24,3	Lu	7,6	11,6	0,4	0,7
VII aMCn	-284	58,0	29,7	5,6	8,8	44,1	15,1	12,0	5,5	32,6	23,3	Ls3	7,6	19,6	0,4	0,6
VIII aMCn	-290	11,6	5,3	3,1	13,0	21,4	27,0	20,9	6,5	54,4	24,2	Lu	7,4	14,0	0,9	1,6
	-300	45,8	8,4	4,0	11,9	24,3	27,6	19,9	7,1	54,6	21,1	Lu	7,5	13,1	0,7	1,2
IX aMGr	-340	32,6	48,7	26,1	6,2	81,1	6,9	4,4	2,3	13,6	5,3	Sl2	7,6	14,5	0,3	0,6
X aMGr	-370	35,4	11,6	9,7	14,8	36,2	22,3	16,5	6,7	45,5	18,3	Ls2	7,4	12,9	1,1	1,8
XI aMGr	-400	45,1	43,6	33,0	7,8	84,3	4,5	4,0	2,4	11,0	4,7	Su2	7,6	15,8	0,5	0,8
XII lCn	-460	46,9	10,4	32,1	50,1	92,6	4,5	1,2	0,5	6,2	1,2	Ss	7,9	25,1	0,0	0,1
XIII lcCv	>460	6,2	0,4	22,1	70,1	92,6	4,5	1,2	0,5	6,2	1,2	Ss	8,2	110	0,1	0,1

**Einzugsgebiet E****Oberhang**Profil-Nr.: **VAT 0**

Profilart: RKS

Neigung: 1°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 08.05.01

Höhe über NN: 375.87 m

Exposition: W

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4495912.171 -

H: 5447833.570

Reliefformtyp: Ackerterrasse

Bemerkung: -

Proben- -Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/ Umlagerungs- phase
		rAp	0-25	sandiger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), schwach carbonathaltig,	I
		Cv	>25	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/6 (hellbraun)	II

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **VAT 33**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 09.05.01  
 Höhe über NN: 383.26 m  
 Exposition: W  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4495985.731 -  
 H: 5447787.350  
 Reliefformtyp: Ackerterrasse  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Umlagerungsphase / Schichtung
		rApM	0-28	sandig-toniger Lehm, skeletthaltig (bis 3 cm Ø), carbonatfrei, Ziegel bei 25 cm	I
		M	28-50	sandig toniger Lehm, 10YR 4/4, skeletthaltig, Skelettlage bei 50 cm, Holzkohleflitter bei 45 cm, Metall-Artefakt (n.b.) bei 50 cm	
		M	50-90	schwach skeletthaltig, Skelettlage bei 90 cm Holzkohleflitter bei 70 + 75 cm, 10YR 4/4, carbonathaltig	II
		M	90-105	stark skeletthaltig (bis 5 cm), 10YR 4/4, carbonathaltig, Holzkohleflitter bei 95+105 cm	III
		Cv	105-125	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, rötlich braun (7,5YR 5/8)	IV
		Cv	125-150	Dolomitasche, skelettfrei, extrem carbonathaltig, gelbbrot (7,5YR 7/6),	V

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **VAT 36**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 09.05.01  
 Höhe über NN: 396.14 m  
 Exposition: W  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496059.228 –  
 H: 5447775.172  
 Reliefformtyp: Ackerterrasse  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/ Umlagerungsphase
		rApM	0-25	dunkelbrauner (10YR 3/3) schwach toniger Lehm, stark skeletthaltig, schwach carbonathaltig, Holzkohleflitter	I
		M	25-50	stark toniger Lehm, skeletthaltig, heller braun (10YR 4/4), schwach carbonathaltig (Feinkörnchen sprudeln mehr), Holzkohleflitter	
		M	50-70	stark toniger Lehm, rötlich braun (10YR 4/6), feinskeletthaltig, carbonathaltig auch im Feinboden, Holzkohle bei 65 cm	II
		Cv	70-95	stark lehmiger Sand, stark skeletthaltig (bis 5 cm Ø), gelblich, stark carbonathaltig	III
		Cv	95-120	schwach lehmiger Sand, stark skeletthaltig (bis 5 cm Ø), stark carbonathaltig, 7,5YR 6/6 (gelbbrot)	

keine Labordaten vorliegend!



Profil-Nr.: **VAT 38**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 7°  
 Bodentyp: Kolluvisol

Aufnahmedatum: 09.05.01  
 Höhe über NN: 402.92 m  
 Exposition: W  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496096.450 –  
 H: 5447774.876  
 Reliefformtyp: Ackerterrassen  
 Bemerkung: ca. 3m zu Stufenrain

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/Umlagerungs-phase
		rApM	0-28	toniger Lehm, skeletthaltig, carbonatfrei (einzelne Sandkörnchen sprudeln)	I
		M	28-65	hellbrauner (10YR 4/4) sandig-toniger Lehm, carbonatfrei, skeletthaltig, Holzkohle	
		M? oder Cv?	65-135	sandiger Lehm (mit bleichen Schlieren), stark carbonathaltig, stark skeletthaltig, z.T unverwittert (bis 5 cm Ø), 10 YR 4/6	II
		Cv	> 135	reiner Sand, skelettfrei, 10YR 6/8 (gelb) extrem carbonathaltig (Dolomitasche)	III?

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **VAT 40**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 4°  
 Bodentyp: Kultu-Terra Fusca?

Aufnahmedatum: 08.05.01  
 Höhe über NN: 407.29 m  
 Exposition: W  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496124.706 –  
 H: 5447773.787  
 Reliefformtyp: Ackerterasse  
 Bemerkung: -

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung / Umlagerungs-phase
		rAp	0-30	sandig toniger Lehm, skeletthaltig bis 3 cm, carbonatfrei,	I
		BvT	30-65	stark toniger Lehm, schwach skeletthaltig, rötlich hellbraun (7,5 YR 5/6), im unteren Teil etwas skelettreicher, carbonatfrei	II
			65-68	Steinlage	
		Cv	68-98	bleichbrauner Lehm (10YR 5/8) mit helleren Schlieren, schwach skeletthaltig größere Brocken bei 95 cm (bis 5 cm Ø), stark carbonathaltig	III
		Cv	98-118	brauner Lehm (10 YR 5/6), Steinlage bei 113-118 cm, stark carbonathaltig,	IV
		Cv	118-140	rötlich brauner (7,5 YR 5/6) Feinsand, skeletthaltig (3 bis 5cm), carbonathaltig,	V

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **VAT 42**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 3°  
 Bodentyp: Kolluvisol-Terra Fusca

Aufnahmedatum: 08.05.01  
 Höhe über NN: 418.16 m  
 Exposition: W  
 Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496172.113 –  
 H: 5447764.662  
 Reliefformtyp: Ackerterrasse  
 Bemerkung: 4m oberhalb Stufenrain

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/Umlagerungs-phase
1	0-25	rApM	0-30	skeletthaltig, carbonatfrei,	I
		M	30-60	toniger Lehm, rötlich braun, schwach skeletthaltig, carbonatfrei, Holzkohlefitter bei 40 cm	
2	60-70	BvT?	60-95	toniger Lehm, carbonatfrei, 7,5 YR 4/6 (rötlich braun) Holzkohlefitter bei 80 cm	II
3	70-95		85-95	Steinlage, unverwittert bis 5 cm	
4	95-105	BvT	95-105	schwach lehmiger Ton, rötlich-braun (7,5 YR 4/6), skelettfrei, carbonatfrei, Holzkohlefitter,	III
			105-110	Steinlage (bis 5cm Ø); unverwittert splittrig	
5	115 -125	BvT?	110-140	rötlich brauner (7,5 YR bis 5 YR 4/6) schwach lehmiger Ton, skelettfrei carbonatfrei, Holzkohlefitter bei 140 cm	IV
		BvT/Cv	140-160	rötlich tonig, stärker skeletthaltig,	V
		Cv	160-200	sandig-toniger Lehm, stark skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10 YR 5/6 (gelbbraun)	VI

#### Profil 6837- VAT 42: Laboranalytische Standardwerte

Hori-zont	Proben-tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ap	0-25	21,8	2,9	8,4	12,9	24,2	12,8	16,7	8,4	37,9	37,8	Lt3	7,2	0	2,1	3,7
BvT?	60-70	19,7	2,2	6,1	10,5	18,8	14,7	14,9	9,4	39,0	42,2	Lt3	7,3	0	1,1	1,8
	70-95	0,0	1,9	5,8	9,2	17,0	14,1	16,4	8,7	39,2	43,8	Lt3	7,3	0	0,9	1,5
BvT	95-105	0	1,3	4,3	8,8	14,4	12,4	16,9	9,1	38,4	47,2	Tu2	7,3	0	0,8	1,3
BvT?	115-125	0	6,7	7,2	16,0	29,8	10,9	13,8	8,2	33,0	37,3	Lt3	7,4	0	0,8	1,4

Profil-Nr.: **VAT 43**

Profilart: RKS

Neigung: 4°

Bodentyp: Rendzina-Kolluvisol

Aufnahmedatum: 08.05.01

Höhe über NN: 421.38 m

Exposition: W

Nutzung: Wiese

Lage: R: 4496196.397 -

H: 5447761.924

Reliefformtyp: Ackerterrasse

Bemerkung: oberhalb Stufenrain

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/Umlagerungs-phase
		rAp	0-25	sandiger Lehm, skeletthaltig, dunkelbraun (10YR 2/2), schwach carbonathaltig,	I
		M		toniger Lehm, skeletthaltig, braun (10YR 3/4), schwach carbonathaltig, Holzkohle	
		cCv	>50	reiner Sand, extrem carbonathaltig, 10YR 7/6 (gelb) (Dolomitasche)	II

keine Labordaten vorliegend!

## Unterhang

Profil-Nr.: **VAT 53**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 0°  
 Bodentyp: Auengley

Aufnahmedatum: 10.05.01  
 Höhe über NN: 341,10 m  
 Exposition: -  
 Nutzung: Getreidefeld

Lage: R: 5447840 -  
 H: 4495723  
 Reliefformtyp: Aue  
 Bemerkung: Lage ca. 10m Vilswärts  
 von VAT 54

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/Umlagerungs-phase
		aAp	0-28	toniger Lehm, carbonatfrei, 10YR 3/2 (braun), schwach skeletthaltig	I
1	40-60	aM	28-60	toniger Lehm, carbonatfrei, schwach skeletthaltig , 7,5YR 4/4 (hellbraun)	II
2	60-80	aM	60-80	toniger Lehm, carbonatfrei, schwach skeletthaltig, 7,5YR 4/6 (hellbraun), ab 70 cm kiesig-grobsandig	III
3	80-120	lCn	80-120	gut gerundete Flussschotter in sandiger Matrix, carbonatfrei, 5YR 3/4	IV
		lcCv	120-170	Dolomitasche, kompakt; skeletthaltig, extrem carbonathaltig, weiß (10YR 8/1)	V

### Profil 6837- VAT 53: Laboranalytische Standardwerte

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden - art	pH  (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub>  (%)	C  (%)	org. S.  (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
II aM	40-60	2,5	8,8	9,4	15,9	34,2	18,4	14,2	6,9	39,5	26,4	Lt2	7,2	0	0,2	0,4
III aM	60-80	13,4	17,1	8,4	17,7	43,2	15,7	10,5	5,4	31,7	25,1	Lt2	7,2	0	0,1	0,2
IV lCn	80-120	38,3	33,7	7,9	10,9	52,5	7,8	6,7	3,6	18,2	29,3	Lts	7,3	0	0,3	0,4

Profil-Nr.: **VAT 54**  
 Profilart: RKS  
 Neigung: 2°  
 Bodentyp: Vega (?)

Aufnahmedatum: 10.05.01  
 Höhe über NN: 341,94 m  
 Exposition: W  
 Nutzung: Getreidefeld

Lage: R: 5447842 - H: 4495750  
 Reliefformtyp: Aue  
 Bemerkung: -

**Schwermetall-Gesamtgehalte VAT 54**

(Aufschluß mit Perchlorsäure und Salpetersäure nach Zeien &amp; Brümmer)

Probe	Horizont	Tiefe (cm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)
1	ApM	-28	39	n.b.	97	27	17	32	6
2	M	-45	9	n.b.	63	24	13	27	4
3	aM	-60	0	n.b.	74	35	11	35	6
4	aM(?)	-80	6	n.b.	66	33	11	37	1
5	aM	-100	12	n.b.	65	35	8	30	6
6	aM	-120	8	n.b.	61	25	9	27	8
7	aM	-140	0	n.b.	52	20	6	21	5
8	aM	-160	8	n.b.	55	15	6	24	7
9	lCn	-185	15	n.b.	99	41	12	33	4

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Umlagerungsphase
1	0-28	Ap (M?)	0-28	sandiger Lehm, carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 10YR 3/2 (braungrau) Schlacke	I
2	28-45	aBv (M?)	28-45	toniger Lehm, schwach carbonathaltig 10YR 4/3 (braun), schwach skeletthaltig,	II
3	45-60	aM	45-80	toniger Lehm, carbonatfrei, skelettfrei,	III
4	60-80			10YR 3/4 (braun)	
5	80-100	aM	80-120	toniger Lehm, carbonatfrei, skelettfrei,	IV
6	100-120			7,5YR 4/6 (hellbraun)	
7	120-140	aM	120-140	sandiger Lehm, schwach carbonathaltig, schwach skeletthaltig, 7,5YR 4/6 (braun)	V
8	140-160	aM	140-160	sandiger Lehm, schwach carbonathaltig, skelettfrei, 7,5YR 4/6 (hellbraun)	VI
9	160-185	lCn	160-185	sandig-toniger Lehm, 5YR 3/6, skeletthaltig, Holzkohle bei 169 + 175 cm	VII
		lCn	185-220	gut gerundete Flussschotter (bis 5 cm Ø), schwach carbonathaltig	VIII
		lCv	220-270	feste kompakte Dolomitasche, extrem carbonathaltig, weiß (10YR 8/1)	IX

**Profil 6837- VAT 54: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe  in cm	Skelett  (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)										Boden - art	pH	CaCO <sub>3</sub>	C	org. S.
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	(Ca Cl <sub>2</sub> )		(%)	(%)	(%)	
Ap (M?)	0-28	18,9	8,2	12,1	17,1	37,3	18,2	15,1	5,1	38,4	24,3	Ls3	7,2	8,4	1,6	2,7	
Bv (M?)	28-45	13,7	7,2	11,2	16,4	34,7	17,8	14,1	6,5	38,4	26,9	Lt2	7,3	4,2	0,6	1,1	
aM	45-60	2,8	2,9	6,1	12,7	21,7	20,8	17,9	7,4	46,2	32,1	Lt2	7,3	0	0,8	1,3	
	60-80	0	4,6	7,7	13,1	25,4	18,8	16,6	7,4	42,7	31,9	Lt2	7,3	0	0,5	0,8	
	80-100	1,4	2,5	6,4	13,3	22,3	23,2	17,6	7,7	48,5	29,2	Lt2	7,3	0	0,2	0,4	
	100-120	0	2,9	9,0	17,0	28,9	22,5	17,5	6,6	46,6	24,5	Ls2	7,3	0	0,5	0,8	
	120-140	2,6	3,6	12,6	20,9	37,1	14,7	17,5	6,6	38,8	24,1	Ls3	7,4	1,8	0,3	0,6	
aM	140-160	0	2,5	17,5	21,3	41,3	19,8	10,1	6,3	36,2	22,5	Ls3	7,3	1,4	0,2	0,3	
lCn	160-185	2,2	6,6	22,9	16,6	46,1	10,2	6,4	2,8	19,5	34,5	Lts	7,3	0	0,2	0,3	

Profil-Nr.: **VAT 55**

Profilart: RKS

Neigung: 4°

Bodentyp: Kultu-Rendzina (?)

Aufnahmedatum: 10.05.01

Höhe über NN: 345,68 m

Exposition: W

Nutzung: Brache

Lage: R: 5447843- H: 4495791

Reliefformtyp: Hangfuß

Bemerkung: vermutlich stark gestörtes Profil

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Umlagerungsphase
		Ah? / jC?	0-25	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, carbonatfrei, 10 YR 2/3 (braun), steinig	I
		M?/jC?	25-60	sandig-toniger Lehm, stark skeletthaltig, hellbraun (10YR 5/6), carbonathaltig Skelettlagen, rötlich tonige Einschaltung	II
		M oder jC	60-130	sandig toniger Lehm, skeletthaltig, hellbraun (10YR 5/6), carbonathaltig	III
		M oder jC	130-250	sandiger Lehm, schwach skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/8 (hellbraun)	IV
		Cv (?)	250-270	sandiger Lehm, skeletthaltig, carbonathaltig, 10YR 5/8, Skelettlage (260 - 270cm)	V
		Cn	270-300	Malm-Fels, weiß (?)	VI

keine Labordaten vorliegend!

Profil-Nr.: **VAT 56**

Profilart: RKS

Neigung: 5°

Bodentyp: Kultu-Rendzina

Aufnahmedatum: 10.05.01

Höhe über NN: 347,10 m

Exposition: W

Nutzung: -

Lage: R: 5447846 - H: 4495811

Reliefformtyp: Hangfuß

Bemerkung: vermutlich stark gestörtes Profil

Proben-Nr.:	Probentiefe (in cm)	Horizont	Horizonttiefe (in cm)	Beschreibung	Schichtung/ Umlagerungsphase
1	0-30	Ah (?)	0-30	sandiger Lehm, stark skeletthaltig, carbonatfrei, 10 YR 2/3 (braun)	I
2	30-50	M (?) oder jC	30-50	toniger Lehm, skeletthaltig, sehr schwach carbonathaltig, (10YR 4/4)	
3 4	80-90 120-130	M oder jC(?)	50-170	sandig toniger Lehm, stark skeletthaltig, hellbraun (10YR 5/6), stark carbonathaltig Skelettlagen: 85-90 / 140-150	II?
5	170-180	M oder jC(?)	170-200	sandig toniger Lehm, schwach skeletthaltig, stark carbonathaltig, 10YR 5/8	III?
		Cn	>200	weißer, unverwitterter Malm-Fels (auch mit dünner Sonde kein Bohrfortschritt)	IV

**Profil 6837- VAT 56: Laboranalytische Standardwerte**

Hori- zont	Proben- tiefe in cm	Skelett (Gew. %)	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (Ca Cl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (%)	C (%)	org. S. (%)
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Ah M/jC	0-30	21,1	9,9	12,1	19,0	41,0	16,1	13,0	6,4	35,4	23,6	Ls3	7,4	32,7	1,5	2,6
	30-50	13,9	5,1	8,9	16,7	30,6	18,0	15,6	6,7	40,3	29,1	Lt2	7,5	15,9	0,7	1,1
	80-90	21,1	8,3	11,8	21,6	41,7	19,4	15,0	6,8	41,2	17,1	Ls2	7,7	32,0	0,2	0,4
	120-130	36,0	11,2	16,6	22,7	50,5	13,7	11,6	5,3	30,6	18,8	Ls3	7,7	39,2	0,3	0,5
	170-180	3,6	7,0	14,9	21,8	43,8	16,2	16,1	6,0	38,3	17,9	Ls3	7,7	28,9	0,2	0,3